

地震丛书

地震学基础

中国科学院地球物理研究所 编著

科学出版社

地 震 丛 书

地 震 学 基 础

中国科学院地球物理研究所 编著

科 学 出 版 社

1 9 7 6

内 容 简 介

本书为地震丛书之一。全书共分七章。第一章介绍了我国地震学的发展简史；第二章论述地震活动的概况；第三章分别叙述了构造、火山、塌陷、水库、核爆炸激发等地震成因；第四章重点介绍了宏观地震调查方法、各种地震烈度表以及宏观地震资料的处理方法；第五章地震参数的测定，介绍了适用于近震和远震的测定地震震中位置、震源深度、发震时刻及地震震级的方法；第六章叙述了适用于远震和近震纵波初动方向确定震源动力参数的方法；第七章叙述了地震区域划分图的编制以及根据地震资料预报地震的途径和方法。

本书可供地震工作者、地球物理工作者参考。

地 震 丛 书

地 震 学 基 础

中国科学院地球物理研究所 编著

•

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

•

1976年4月第一版 开本：850×1168 1/32

1976年4月第一次印刷 印张：8 3/16

印数：0001—50,950 字数：215,000

统一书号：13031·383

本社书号：581·13—15

定价：0.80元

只限国内发行

前　言

我国是一个多地震的国家，有关地震的事件史不绝书。后汉张衡首创候风地动仪以观测地震，至今已有一千八百多年，是世界上最早的地震仪器。新中国成立后，地震学的研究有了飞跃的发展。无产阶级文化大革命以来，彻底批判了刘少奇、林彪反革命修正主义路线，我国地震工作迅速地、大规模地开展起来。为适应目前广泛开展的地震工作的需要，特编写本书。

书内除简要地介绍了我国地震学发展的历史、地震的地理分布及地震的类型外，重点在阐述地震学中宏观和微观考察、研究的原理与方法。关于地震预报问题，现在还没有很好解决，只是介绍了根据目前在试作预报地震的一些方法，书中介绍的方法，亦只是有关这方面的一个概貌。

本书编写时虽注意阐明原理，但更注重应用，故有较多的图表，俾使读者于工作中参考。

本书主要由刘正荣同志编写，其中第六章是国家地震局兰州地震大队郭增建同志编写。

目　录

原书缺页

第一章 概 论

第一节 我国地震学简史

我国是世界上地震学发展得最早的国家。很早以前就有关于地震的史料。据《竹书纪年》记载："夏帝发七年(公元前 1831 年)泰山震"。又《通鉴外纪》记载："周文王立国八年，岁六月，文王寝疾五日，而地动东西南北不出国郊"。文王八年，即公元前 1177 年。这些记载距今已有三千多年了。

不仅记载地震的时间很长，而且在研究制造地震仪器方面亦有着悠久的历史。据《后汉书选》记载，河南南阳人张衡在"阳嘉元年，复造候风地动仪。以精铜铸成，圆径八尺，合盖隆起，形似酒尊，饰以篆文龟鸟兽之形。中有都柱，旁形八道，施关发机，外有八龙，首衔铜丸，下有蟾蜍，张口承之。其牙机巧制，皆隐在尊中，覆盖周密无际。如有地动，尊则振龙，机发吐丸，而蟾蜍衔之。振声激扬，伺者因

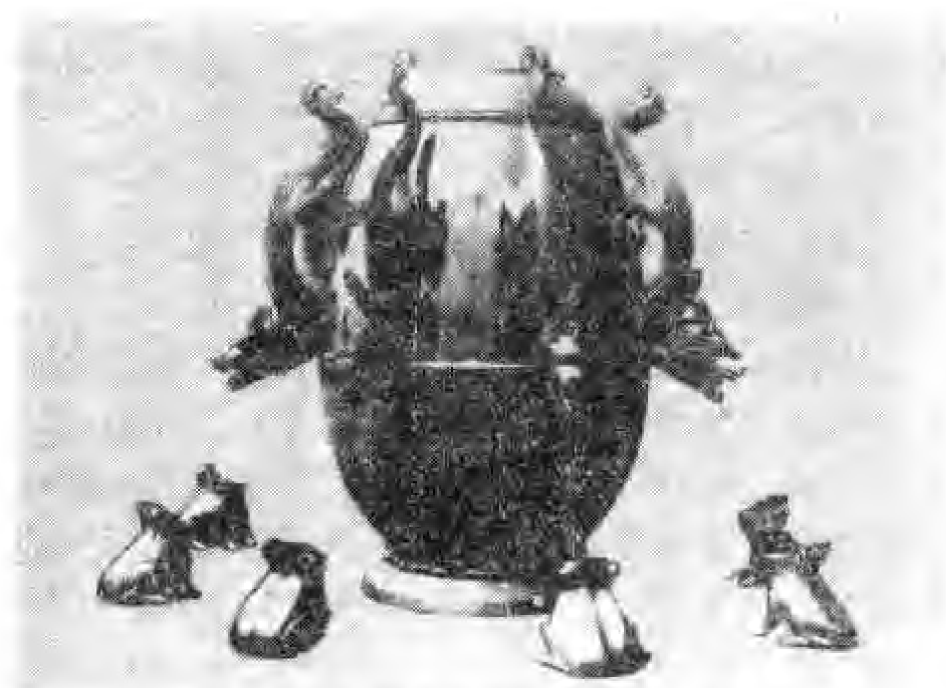


图 1-1 张衡地动仪（王振铎复原）

此觉知。虽一龙发机，而七首不动，寻其方面，乃知震之所在。验之以事，合契若神。自书典所记，未之有也。尝一龙机发，而地不觉动，京师学者，咸怪其无征。后数日，驿至，果地震陇西，于是皆服其妙。自此以后，乃令史官记地震所从方起。”可见，在当时的首都洛阳已经能记录甘肃的地震了。从以上的描述来看，张衡在当时已经利用了惯性原理，同时对地震的传播性和方向性亦有一定的了解。显然，张衡在阳嘉元年（公元 132 年）所造的地动仪是世界上第一架地震仪器。

以后，清康熙七年（公元 1668 年）五月钦天监监副吴明烜又创议一种地动仪，他是把都柱改为一个滚球，根据球在铜盘上滚动的方向，以推断地震所在的方向。

在明清两代，地方志书流行，关于地震的记载极为丰富，是我们研究地震的重要史料。我国记载和研究地震的历史，真可以说如大江之流水源远而流长了。但由于历代封建统治的摧残，地震学没有得到进一步的发展，有关地震的记载，停留在地震灾害的记述，没有做进一步的科学总结。

在解放前，地震学和其它科学一样，得不到应有的重视。一九二〇年海原发生大地震，死亡二十余万人，伤者不计其数。十年之后，才在北京西山鹫峰设立一个地震台，次年又在南京北极阁设立了第二个地震台。当时这些台所使用的仪器都是从外国进口的，而地震台的主要工作也就是出版了几年的地震报告和国外交换资料。充分反映了半殖民地的旧中国科学工作的弱点。

解放后，特别是无产阶级文化大革命以来，在毛主席和党中央的领导下，地震学有了空前的发展。地震科学队伍从解放初期的少数几人发展到今天的近万人；我们设计制造了新型的地震仪器和开展了多兵种、多途径的观测研究；我们的地震台站遍布全国各地。广大地震工作者正在为我国社会主义建设而积极努力工作。他们认真读马列的书和毛主席的书，坚持辩证唯物主义的观点，理论联系实际，走与工农兵相结合的道路，正在深入现场为早日实现地震预报而贡献一切力量。

第二节 地震学的内容

地震学的内容大体可分作下面三部分。

1.地震灾害的研究

地震灾害的研究始终是地震学的主要任务之一。通常，人们通过以下几个方面研究地震灾害。

地震调查 即直接在野外对各种地震现象进行调查研究和评价。地震调查是地震学中不可缺少的部分，是我们认识地震发生过程的必要阶段，特别是在极震区（地震影响最重的区域）的调查。地震调查随着科学的发展其内容也日益丰富。调查的目的可以是为了研究地震的性质和成因、为了防震和抗震，也有的是为了地震预报的目的。实际上野外调查时，目的并不是单一的。

地震区划 根据不同的标准划出各个地震活动带的地震活动状况和危险状况。由于人们认识地震活动性的角度不同，地震区划的表达方式也就各异。通常是以地震的地理分布及强度和次数为依据，也就是以地震统计的方法划分地震带。其次是地震地质的方法，即以历史地震统计结果为基础，结合地震发生的地质条件进行地震的地区划分。此外，也可用地震能量的分布情况和地震次数等作为划分的依据。过去我国所作的地震区域划分图主要是根据地震统计和地震地质的方法划出的。因在原则和方法上都还存在缺点，结果只是初步的。

地震预防 即工程地震学的问题。这是专门研究地震对建筑物的影响的。目的是为了寻求最合理的抗震设计，以期在地震时建筑物不致受到严重的破坏。这自然不仅是地震学的问题，而且在更大的程度上是结构动力学的问题。

地震预报 这是目前地震学研究的主要目标之一，有许多地震观测是为达到这一目的而进行的。就目前的情况来看，有的方法是根据与地震发生的内部原因有联系的因素进行预报，如地壳形变、能量积累、大地构造的学说等；有的则是根据与地震发生的

外部原因有联系的因素进行预报，如天文、气象等；有的则是综合临震前的各种前兆现象进行预报。

地震控制　这是才提出不久的探索性的问题，目的是控制地震发生的过程，以期达到不发生强烈的破坏性地震的目的。

2. 地 震 物 理

地震的发生过程可以作为一种物理现象来研究。主要有以下几个方面。

地震波理论　主要是地震波在地球内部和表面传播的研究。这类问题大都建立在弹性力学的基础上。

地震机制　即地震的成因及震源附近地区应力和应变状况、地震发生的力学过程的研究。它也是建立在弹性力学的基础上，不过常超出完全弹性的领域之外。

地震现象的固体物理学　由地震现象的研究，推断出地球内部物质的物理性质，如温度、密度、刚性和各种弹性模量的大小及变化等。从而也研究在特殊状态下(如高温高压下)固体介质的各种特性。

地震信息　地球本身是传递“地震信息”的场所，已发现的海中声导(海中声速最低处，对于声波仿佛是一种通道，声波在此通道中传播得很远)是地震信息的一个特例，这方面的研究还有助于地球内部构造的研究工作的发展。

3. 地震学的应用

地震学的应用主要有以下几方面。

地震勘探　利用地震学的基本原理来探测地下资源，是应用地震学的一个重要方面。

地球内部和地壳构造的研究　主要是利用地震资料来研究地球内部的构造和内部物质各种参数的变化状况。在地震灾害不严重的国家，它是地震研究的主要方面。

地震地质　地震地质的目的是研究地震发生的地质条件。另

一方面，从地质学的角度来看，地震也给出地质活动的独立标志，有助于地质学的研究。

核探测　应用测震学的方法探测核爆炸，特别是地下核爆炸，是地震学的重要应用。同时，核探测又促进了地球物理学及其分支测震学的发展。

此外，研究矿山的塌陷、观测地震脉动以追踪台风中心在海洋上的移动等也常使用地震学的方法。

第三节　地震研究的几个主要方面

地震预报　这是我们地震工作的主要目的之一。下面几点都与之有密切关系。

宏观标志　地震学上的宏观方法，是指不依赖地震仪的记录而采用野外直接观测来对地震的成因和灾害进行调查。宏观标志，尤其是宏观的原生现象和次生现象的研究，是研究地震的一个重要方面，也是地震地质的主要内容。

地震成因和机制问题　研究地震发生的力学原因，震源区的应力分布和变化过程以及各类地震波的传播机制等，都是需要研究的内容，这也是地震预报研究的一个重要环节。

地震活动性及区域划分　即根据不同需要，用不同的标准来进行地震活动的区域划分。可以是宏观调查的工作(地震地质的)，也可以是微观观测工作(地震图的分析和解释)。

地震波的传播　包括从理论上探讨地震波的发生（震源机制的一部分）和传播特征等。

地震波的接收问题　研究仪器和观测系统，使它们能接收各种周期的地震波；利用仪器的不同组合方式，提高仪器记录的讯杂比，以及新技术在地震仪器上的应用等。

模拟实验　为了了解地震发生的过程，地震波的传播特点以及在高温高压下岩石的物理性质，需进行模拟实验。

数据的处理　研究利用电子计算机和数学统计的方法，及时地处理每天由大量地震台得到的记录。

第二章　地震活动概况

第一节　基本名词和术语

为学习方便，在这一节中先大略地介绍一下地震学中常用的一些名词和术语。

发生地震的地方称为震源。由于地震的发生，在震源处岩石发生破裂并产生剩余形变，巨大的地震能量便从震源释放出来，小部分地震能量以地震波的形式传到地面各处。震源在地面上的投影称为震中(图 2-1)。震源至震中的距离称为震源深度，常以h表示，以公里计算。震中距观测点(如地震台)的距离称为震中距离，常以Δ表示。当$\Delta<1000$公里时，因距离较近称为近震。当$\Delta>1000$公里时的地震称为远震。震中距离虽常以公里计算，但也常以地面距离对地球球心所张的圆心角表示，单位以度计算。震中距离大于105°—110°时称为极远震。地震除按震中距离分类外，亦按深度分类。深度0—60公里的地震称为浅源地震或简称浅震，深度为$60<h\leqslant300$公里的称为中源地震，深度大于300公里的称为深源地震。到目前观测到的地震中，深度最深的是720公里。

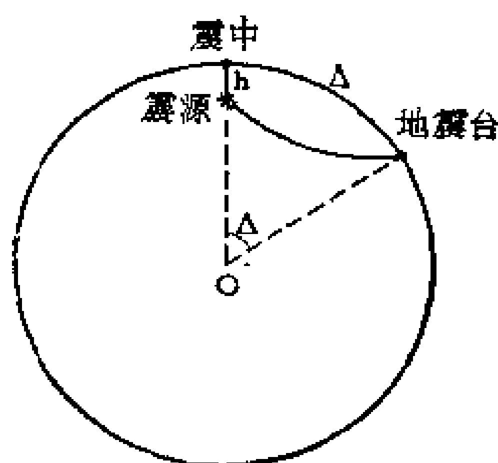


图 2-1

发生地震的时间称为发震时刻，常以字母O或T_0表示。在国际上，使用国际时间；我国使用北京时间。国际时间从英国格林威治天文台(该台经度为零)算起，太阳通过它时是12点整。北京时间是以东经120°为准，北京时间比国际时间早8小时。

地震能量常常是指地震时释放出来的弹性波能量，以 E 表示。因为计算地震波能量（即弹性波能量）比较费事，且有关计算由于许多因素的影响也很难算得精确，故通常采用比较简单的地震震级 M 以代替能量 E 。震级是根据地震图上所记录的最大振幅、并考虑到地震波随着距离和深度的衰减情况而得到的，它亦表示地震的大小（关于震级以后还要细讲）。

地震的震中位置（经度 λ 、纬度 φ ），震源深度 h 、发震时刻 O 以及地震能量 E（或震级 M ）常称为地震的五个基本参数。

从震源处通常传播出两种波，即纵波 P 和横波 S ，纵波传播质点的振动方向是沿着射线的；横波传播时，质点的振动方向是垂直于射线的。在地表附近还产生面波，其强度随深度迅速减弱。

在宏观地震学中常使用的名词有烈度、极震区等。烈度是按一定宏观标准，表示地震对地面影响和破坏程度的一种量度。常以 I 表示。震中地区或称极震区，是指破坏程度最重的地区，该处的烈度称为震中烈度，记为 I_0 。一般均将烈度分为 12 度。地面上各等烈度点的包线称为等震线。根据各次地震的等震线可以粗略地确定各该次地震的震中位置和震源深度。有时亦可大致确定震源断层的走向。

第二节　强震的例子

地震是一种自然灾害，强烈的地震可以使地形改变、河流改道、桥梁崩塌、房屋毁坏、人畜伤亡，给人民生命财产带来巨大的损失。强烈的地震不仅破坏猛烈，而且这些破坏可以在几分钟甚至短短的几秒钟内完成。

1. 关中大地震

1556 年 1 月 23 日，陕西省关中地区渭河下游的华县、渭南、华阴、潼关和山西蒲州一带发生强烈地震。这是我国历史上最大

的地震之一。波及面积除陕西、山西外，还有甘肃、河北、河南、山东、湖北等省的185个县。据历史记载：秦晋之交，地忽大震，延及千里，川原坼裂，郊墟迁移，或壅为岗阜，或陷作沟渠，山鸣谷响，水涌沙溢。城垣、庙宇、官衙、民庐倾颓摧圮，十居其半。军民被害，其奏报有名者，八十三万有奇，不知名者复不可数计。图2-2是此次地震的波及范围。

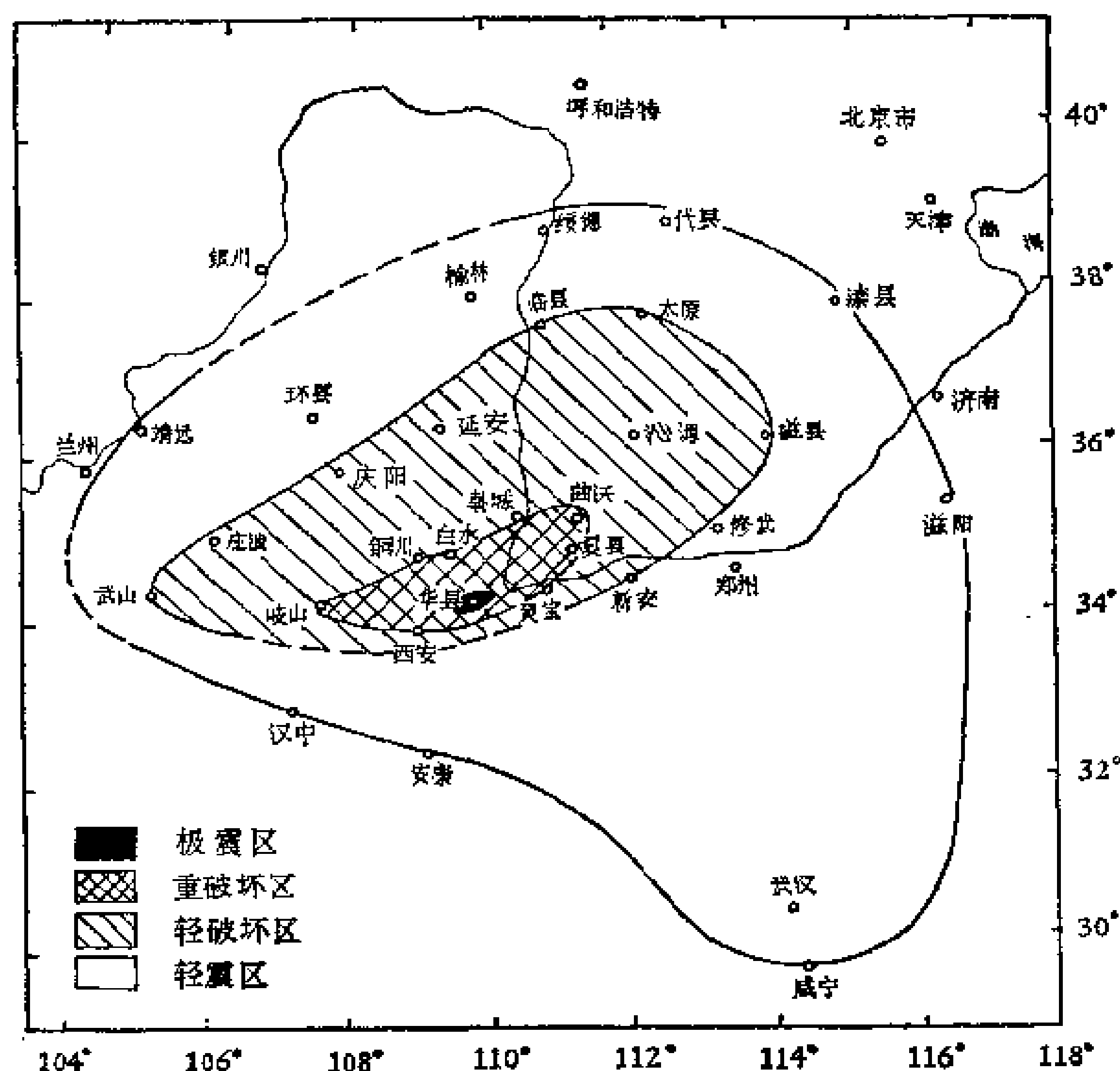


图2-2 1556年关中地震波及范围图

2. 海原大地震

1920年12月16日宁夏的海原、固原、隆德及甘肃的会宁、通渭、靖远等县发生强烈地震。震级8½。波及甘肃、陕西、山西、河

北、河南、山东、湖北、安徽、内蒙、青海、四川等地，东至北京、上海，南至重庆，西至玉门，北至五原的广大地区内均感觉地震。图 2-3 是破坏区范围图。地震时六盘山地区村镇埋没，地面或成高陵或

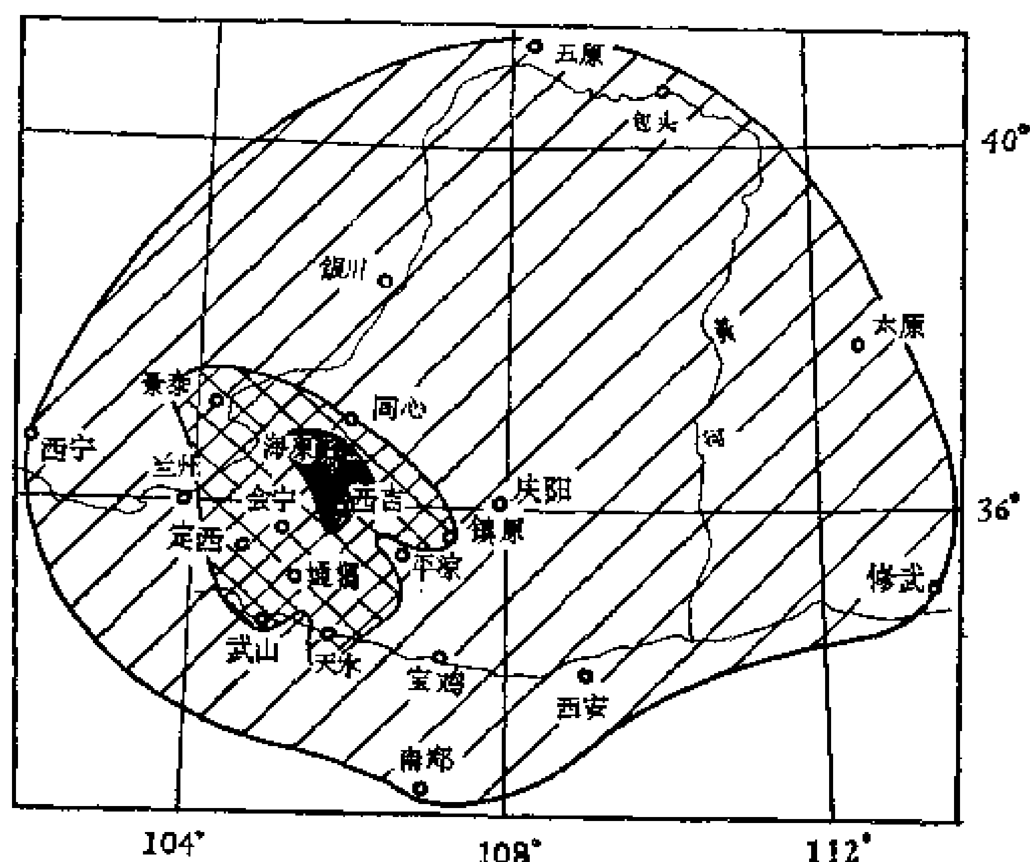


图 2-3　1920 年海原地震破坏区图

陷深谷，山崩地裂，黑水上涌，海原、固原等四城全毁。只海原一县死者即达七万余人，全区因地震而死者不下 20 万人。

3. 察隅大地震

1950 年 8 月 15 日西藏察隅县地震。震级 $8\frac{1}{2}$。这是当代世界上最强的地震之一。察隅一带土石建筑倒塌十分之九，木棚、木龙式建筑倒塌甚多。山崖崩垮，山峰崩颓十之九，道路毁坏，交通断绝，地形变易，河流改易(旧河涸、新河兴)。只是因为极震区人烟稀少，死伤不如上述两个地震大。

像这样的震级 $M\geqslant8$ 的地震，有史以来我国共有 16 次，简要的基本参数见下表。

表2-1 中国强震（震级$M \geq 8$）表

编号	地震时间 年、月、日	地名 省(区) 县	纬度 (北)	经度 (东)	震级
1	1303、9、17	山西 赵城、洪洞	36.3°	111.7°	8
2	1556、1、23	陕西 华县	34.5	109.7	8
3	1604、12、19	福建 泉州海外	25.0	119.5	8
4	1668、7、25	山东 郯城、莒县	35.3	118.6	$8\frac{1}{2}$
5	1679、9、2	河北 三河、平谷	40.0	117.0	8
6	1739、1、3	宁夏 银川、平罗	38.9	106.5	8
7	1833、9、6	云南 嵩明	25.2	103.0	8
8	1902、8、22	新疆 阿图什	40.0	76.5	$8\frac{1}{4}$
9	1906、12、23	新疆 玛纳斯	43.9	85.6	8
10	1920、6、5	台湾 花莲海外	23.5	122.7	8
11	1920、12、16	宁夏 海原	36.5	105.7	$8\frac{1}{2}$
12	1927、5、23	甘肃 古浪	37.6	102.6	8
13	1931、8、11	新疆 富蕴	46.8	89.9	8
14	1950、8、15	西藏 察隅	28.4	96.7	$8\frac{1}{2}$
15	1951、11、18	西藏 当雄	31.1	91.4	8
16	1972、1、25	台湾 新港东 海中	23.0	122.3	8

第三节 地震的地理分布

地震常常发生在一定的地区，称为地震活动带。

主要地震活动带

太平洋地震带 约80%的浅源地震都发生在这一带内。其中包括大多数灾难性地震，许多中源地震和差不多所有的深源地震。

地中海南亚地震带 带内亦常发生破坏性地震以及很少的深源地震。

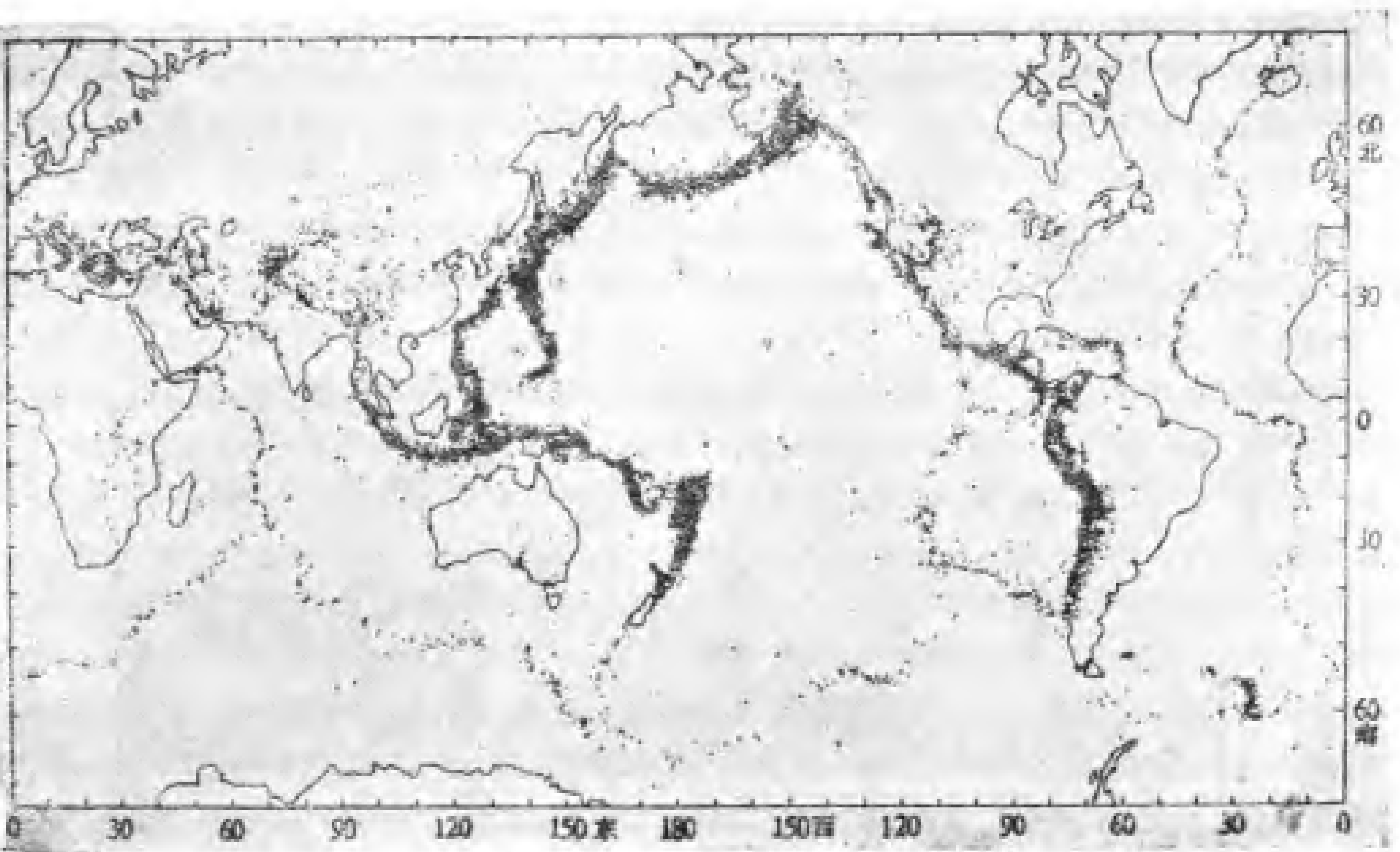


图2-4 世界地震震中分布图

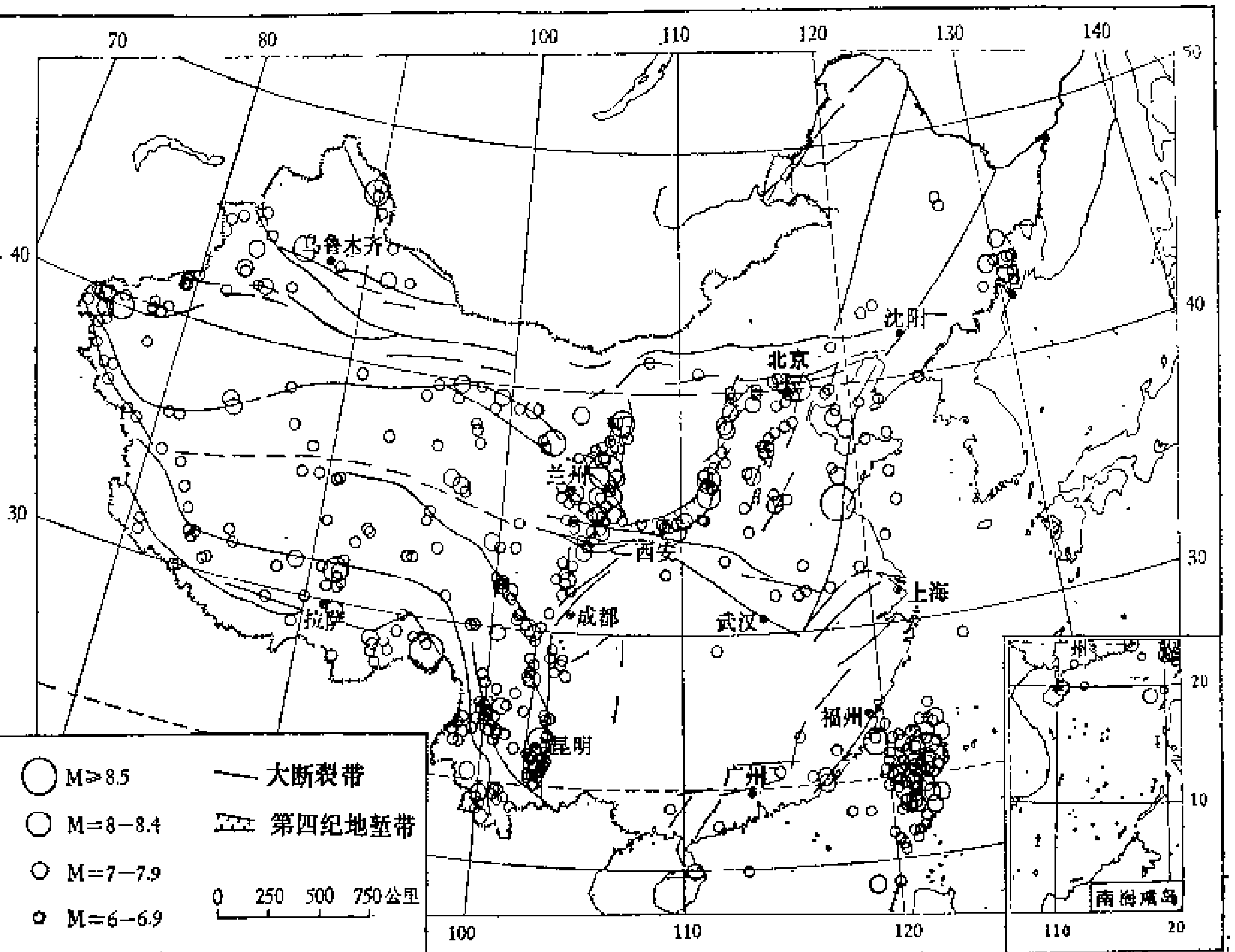


图 2-5　中国地震震中分布图（公元前 780 年至 公元1973 年 3 月，$M\geq 6$）

次要的地震带

北极-大西洋海岭地震带、东太平洋海隆地震带、西印度洋带、东非地堑带等等。

各地震带的位置见图2-4。

表2-2 各省（区）地震数目统计表

省（区）名	地震次数					始记年代（公元）
	9>M≥8	8>M≥7	7>M≥6	6>M≥5	合计	
河北	1	2	22	54	79	前 231
山西	2	4	10	46	62	前 466
山东	1	4	11	13	29	前 618
内蒙			5	15	20	前 7
河南			3	14	17	前 519
湖北			1	17	18	前 143
湖南			1	8	9	288
江西			1	6	7	319
安徽			4	10	14	前 179
江苏			3	10	13	前 179
浙江					0	288
福建	1		3	47	51	886
台湾	1	30	179	289	499	1654
广东		4	9	31	44	288
广西			1	5	6	288
辽宁			3	9	12	294
吉林		2	11	7	20	2
黑龙江		3	6	5	14	1137
陕西	1	1	6	29	37	前 1177
甘肃	1	11	26	46	84	前 9
宁夏	2	4	10	21	37	143
青海		3	13	55	71	138
新疆	3	10	48	185	246	1716
四川		6	34	75	115	前 26
云南	1	6	70	182	259	前 26
贵州				8	8	1308
西藏	2	6	56	262	326	1893
合计	16	96	530	1449	2097	

每年全球(或某一区域)不同震级地震发生的数目的平均值称为年平均值。古登堡曾经给出全球地震发生的年平均值为：

$M\geq9$	8—8.9	7—7.9	6—6.9	5—5.9	4—4.9	3—3.9
0	2	18	150	800	6200	49000

其它一些统计资料表明：在1918年以前世界上发生的地震较多，以后逐渐减少；1922年又突然增加，以后直到1950年全球地震发生次数都比较少，但1950年后又突然增加。由此可见，各时期地震活动性并不一致。

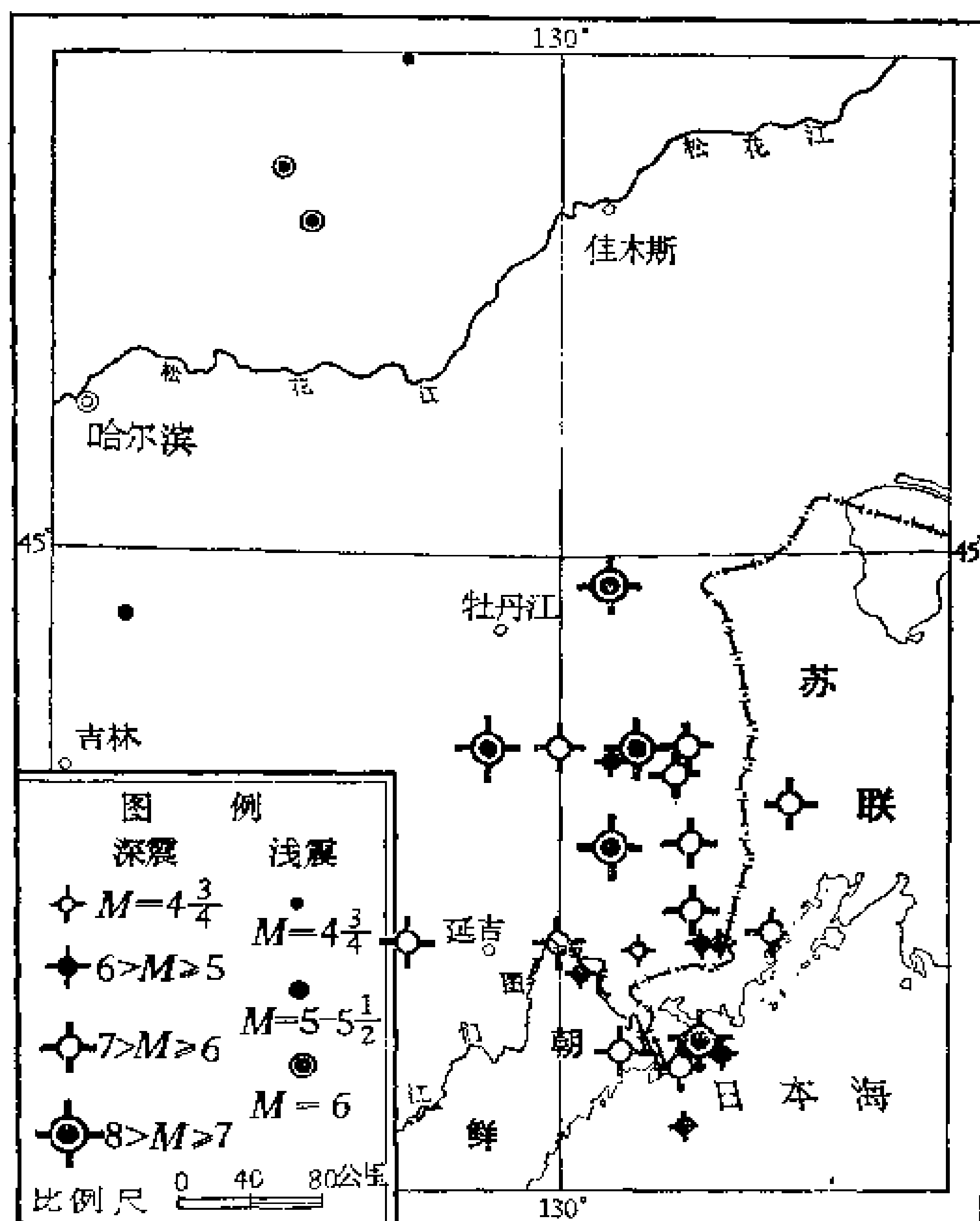


图2-6 中国东北深震图

几千年来，我国积累了丰富的地震资料。解放以后进行了系统的整理。自公元前1177年至公元1969年，除资料不确切的外，共得震级$M \geqslant 5$的地震2097次。各省区地震情况可见表2-2，表2-2中除统计了各省区地震数目外，还给出了该省(区)第一次记载地震的时间(始记时间，“前”表示公元前)。由表中可以看到各地记载地震的历史长短差别很大。陕西已有三千多年的记载，而西藏还不到一百年。但尽管如此，上表亦还说明了各省区地震活动的相对强弱程度（因为记载历史很短的省区，地震是很多的)。从表中可知，地震很多的是台湾、西藏、新疆等地，而浙江省地震最少，5级以上地震一次也没有。图2-5是表示公元前780年至公元1973年3月震级大于、等于6级的地震震中分布。如图2-5所示，全国破坏性地震的地理分布大都聚集于一定的狭长地带。在这些地带内大小地震发生的时间、强度和空间分布都有一些共同的表现形式，并与地质构造有一定关系。

我国的地震，一般说来震源深度都比较浅，很少有超过30公里的。但吉林、黑龙江的东部，有一些很深的地震(图2-6)。这些地震的深度多为500—590公里，少数为三、四百公里。它们都属于太平洋深震带。由于这些地震很深，所以即使它们的震级很大，也不会对地面产生很大破坏。此外，在台湾东侧，新疆西部喀什一带亦有中源地震，云南西部亦有中源地震。

第三章　地震成因

形成地震的原因可以是各种各样的。由于地质构造作用所产生的地震，叫做构造地震，这一种地震危害最大，是我们研究的主要对象。此外，还有火山地震、塌陷地震(矿山塌陷)、水库地震、注水地震、抽水地震、爆炸激发的地震、山崩引起的地震等等。现将各种地震简单地谈一谈。

第一节　构造地震

构造地震的成因和震源机制(即震源是怎样形成的)是地震预报理论中最核心的问题。前者是要解决地震为什么会形成，后者是要解决地震是怎样形成的。解决成因问题，是为了要知道地震在什么地方或在什么条件之下才会发生；解决机制问题，是为了要知道地震发生时会产生什么样的效应，从而可以期望会有什么样的前兆。当然，地震前兆也可以单凭经验或统计去寻求，但是仅仅这样做，认识还只能停留在感性的阶段，而且大多是表面现象。几十年的地震前兆观测，到现在还未取得突破的结果。现场观测若有一定的理论指导，就可以事半功倍，然而正确的理论，只有从大量的观测中，才能总结出来，二者是辩证地联系着的。

构造地震成因的假说最重要的有三个。

(1)断层说　岩层在大地构造应力作用下，产生应变，积累了大量的应变能；应变一旦超过了极限数值，岩石就突然破裂，释放出大量的能量，其中一小部分以地震波的形式传播出来，这就产生了地震。能量的来源是原来岩石中所积累的位能——应变能。

(2)岩浆说　由于地下岩石导热性不均，部分融为岩浆，使体积膨胀，挤压围岩，导致破裂产生地震。这种成因其实与岩石的破裂

也是分不开的，不过能量的来源主要是岩浆的化学能、热能和动能。

（3）相变说　地下物质在一定的温度和压力之下，可以从一种结晶状态突然转变到另一种结晶状态，因而发生了体积变化，这叫做相变。如果相当大的区域发生了相变，则所造成的体积变化将是可观的，因而导致了地震。能量的来源是矿物的结晶能。

这三种成因所产生的地震效应，不尽相同，可以在地震图上有所分辨。观测表明在活火山地区，不能排除岩浆冲击的影响，但这种地震是局部的，量级也不大。对浅地震来说，相变的物理条件似乎还不够，但对深地震来说，是可能的。造成巨大灾害的主要是浅地震；所以从地震预报的角度来说，断层成因是有大量科学根据的。

假定地震是由岩层破裂产生的，岩石怎样破裂、能量怎样释放、断层的尺度和方向等问题，仍需进一步解决。这就是机制问题。有一种假说认为：地震波是由于断层面两侧的岩石发生了整体的弹性跳动而产生的，来源于断层面。这就是所谓的"弹性回跳假说"。按照这个概念，震源的形成是由于弹性"错动"。由此出发，便可以推算出许多有用的结果。如：现在已可能由地震图的测量和波谱分析来计算断层的长度和方向，断层错动的数值，岩石破裂的速度，破裂后岩石应力的降落差，等等。这些参数对地震现象的解释大有帮助。

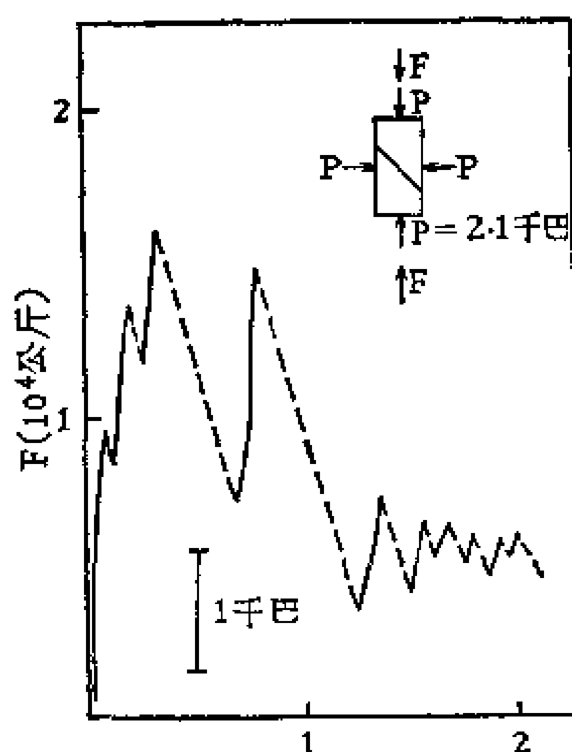


图 3-1

弹性错动对极浅（例如深度小于五公里）的地震是很合理的。对更深的地震如何呢？图3-1是一种试验的结果。一个柱形岩石标本，上有一个人为的断裂面。在围压2.1千巴

下，轴向施力 F。试验发现，轴向位移并不是平稳连续的，而是附有一系列的应力突然降落。这种现象叫做粘-滑。在地下 20 公里深度之内，粘-滑的物理条件是存在的。地震很可能是由这样的机制所产生。更深的地震是由于岩石断裂，还是由于相变产生的？这仍是一个有争论的问题。根据"板块构造"的学说，就是最深的地震，也是由岩石断裂产生的。这个学说的大意是这样：地球的最上层是由强度较大的岩石组成的，叫做岩石层，厚度约有七、八十至一百公里。下边是强度较小、带有塑性的软流层。软流层的物质，由于对流运动，从海底的破裂带(海岭处)喷出来，向两边流去，造成新的海底；旧的海底则向前移动(每年约数厘米)，在地面的某些地带，特别是岛弧地带又沉入软流层，从而完成对流的循环。岩石层就是这样由为数不多的几个大板块组成的。地球上的主要地震带就发生在这些大板块的交界地区。各板块相互地运动着；它们之间的作用力，有的是张力，有的是压力，有的是剪切力。

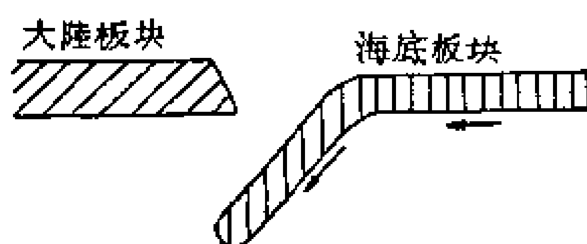


图 3-2　板块运动示意图

海岭是张力地区，形成正断层，地震强度较小，不超过 7 级。岛弧是压力地区，形成逆掩断层，地震强度最大，可达 8.9 级。剪切地区形成平移断层，最大地震的强度不超过 8.4 级。岛弧处于大陆的边缘，海底由该处下沉时，由于板块很厚，所以仍保持地面上层的温度和岩石强度。这块倾斜的板块，长度可达几百公里，而深源地震就是发生在这样的板块之中。这段板块虽处在高温的软流层中，但在它的内部，仍可发生弹性断裂。这样就解释了深源地震的断层成因的困难。

板块构造的学说，约在五年前才提出来的。提出之后，立刻得到广大地质学家和地球物理学家极大的重视。它不是凭空臆造的，而是基于大量的观测数据（此处从略）；它可以解释许多以前所不能解释的现象，并且对于矿产分布和地震成因提出一个基本的理论。不过，它虽是一个极有希望的假说，但还很不成熟，还存

在许多缺点，需要在仔细的研究和长期的考验中得到修正。

第二节　火山地震

火山地震是由于火山活动时岩浆的冲击或热应力作用而发生的，有时地震的发生直接与喷发过程有关。曾经有人发现火山地震发生的地区范围同地温 100°C 的等温线所勾划的范围是一致的，这就表明火山地震的确是与火山密切相关。我国古代曾有许多关于火山活动的记载。如长白山地区曾经在公元 1597 年及1702年喷发过。黑龙江德都县五大莲池火山群中的老黑山、火烧山在1720年喷发过；据康熙六十年江苏吴江县人吴振臣著“宁古塔记略”内称“离城东北五十里有水荡，周围三十里，于康熙五十九年(公元1720年)六、七月间，忽烟火冲天，其声如雷，昼夜不绝，声闻五六十里。其飞出者皆黑石、硫黄之类，经年不断，竟成一山，兼有城郭。热气逼人三十余里，只可登远山而望。今热气渐衰，然隔数里，人仍不敢近”。云南腾冲附近有许多火山，明崇祯十二年徐霞客至腾冲时，曾对腾冲西北的打鹰山火山喷发情况进行过调查，据当地群众反映：“三十年前其上(指打鹰山上)皆大木巨竹，蒙蔽无隙，中有龙潭四，深莫能测，足声至则涌波而起，人莫敢近，后有牧羊者，一雷而震毙羊五、六百及牧者数人，连日夜火，大树深篁，燎无孑遗，而潭亦成陆”。徐霞客不仅进行访问，而且对现场进行了一番研究。他继续写道：“山顶之石、色赤而质轻浮，状如蜂房，为浮沫结成者，虽大至合抱，而两指可携，然其质仍坚，真劫灰之余也”。显然，徐霞客所见之石，正是火山喷发后所余之浮石。此外，大同等地的火山群在历史上亦有喷发的迹象。上述几个火山是比较典型的。当然，这些火山目前都没有喷发，但并不排除以后还有喷发的可能；同时，几百年前喷发过火山的地区，地下不很深的地方还有灼热的岩浆，例如腾冲附近还有温度高达沸点的温泉，便是证明。岩浆活动亦可引起岩浆冲击型的地震。一般说来火山地震均不很大，通常遭到破坏的只是局部地区，且深度都很浅，一般不

超过 10 公里，而且地震多属于地震群的类型。

第三节 塌陷地震

通常是指由于天然的原因，形成了一些地下的空洞，当空洞塌陷时发生的地震，称为塌陷地震。特别是石灰岩发育的地区，由于石灰岩溶解于水，时间越久便形成了大的溶洞，称为岩溶溶洞。由于溶洞的塌落，从而引起地表的震动。这种地震危害小，影响范围不大，为数亦很少，也很少有人去研究。在一些矿区常常由于采矿的原因，在地下形成一些采空区，当矿区的岩层比较软弱或破碎时，一面采矿、岩块便一面塌落，这样便不会造成矿山塌陷地震。但当岩层比较坚固完整时，采矿后岩层并不立即塌落，而是待悬空面积相当大以后方才塌落，便造成了矿山塌陷地震。在国外曾经发现矿山塌陷地震最大可达震级 5 级多，我国已发现有近 4 级的。通常煤矿、金属矿等都可能有这种地震。这种地震虽然不是很强，且影响的地区也不大，但因这种地震总是发生在人烟稠密的工矿地区，且烈度也可达到七—八度，一方面对地面上的破坏不容忽视，另一方面对矿井的生产和矿井下工人的安全亦有很大威胁，所以，这类地震也是一些人研究的重要问题。

第四节 水库地震

在原来有地震或没有地震的地区，由于建筑水库引起地震的情况，在世界上有好些例子，这种地震和水库蓄水的过程有着密切的联系。常常是刚开始蓄水时，还没有出现地震；当蓄水达一定程度时逐渐出现一些小震(也有一些是人们可以感觉到的地震)，直至库满后，便发生大地震。有时，在基本上满库的两年多后，才发生大震。地震有的分布在水库下游，有的分布在水库附近，但更严重的是常分布在水库的大坝附近，因而威胁水库及水库下游人民的安全，故亦是很值得研究的一种地震。水库地震的活动，常是最初

地震小而少，以后逐步增多，地震强度亦加大，这以后才发生大地震，以后则逐渐减弱。到目前为止，已发现的水库地震最大可达6.4级。我国新丰江1962年3月19日6.4级的地震，便是最大的水库地震之一。

产生地震的原因，的确是很多的。如果将水灌注到地下深处，也可以产生地震。典型的例子是美国科罗拉多州首府丹佛的东北，有一落基山军工厂，为处理废水，凿了一口3614米的深井。开始使用后不久，就发生了地震。这一带是很少发生地震的，还是1882年有过一次有感地震的记载。1962年3月，军工厂开始以最大达每平方吋550磅（约39大气压）的压力、每分钟200加仑的流量注水于地下，随即在四月便发生频繁的地震，1963年9月停止注水，1964年9月17日以在重力作用下自然流入井内的方式恢复注水，1965年4月后，注水量加大，4至5月间，井口最大压力到1050磅，注入流量每分钟300加仑。注水不久，便发生地震，停止注水期间，地震活动亦减弱，恢复注水，则地震又有增加，加大注水地震更多。曾作过几次注水试验情况如下表所示：

表3-1 注水与地震关系表

注水情况		地震情况
时间	压力	
1963年5—9月	550磅	平均每月12次地震
1965年6—12月	1000磅	平均每月23次地震
1966年2月自流注入，2月20日闭井		2月份地震10次

由上表看来，地震的发生的确与注水有依赖关系。所以我们称为注水地震。1967年4月10日发生5级地震，8月9日发生$5\frac{1}{4}$—$5\frac{1}{2}$级地震，11月26日发生5.1级地震，便是这些地震中最大的地震。

由于某种原因把地下水抽出来时也会发生地震。典型的例子如我国湖南某矿，1964年春，因采矿的需要，从地下抽水，4月下旬迅速加大排水量，最多时每小时排水二千七百多吨，随即在六月发

生有感地震。至七月七日地下已形成一个漏斗状的无水区（图 3-3）。漏斗顶部面积约为 357 平方公里，最深处约三百米以上。

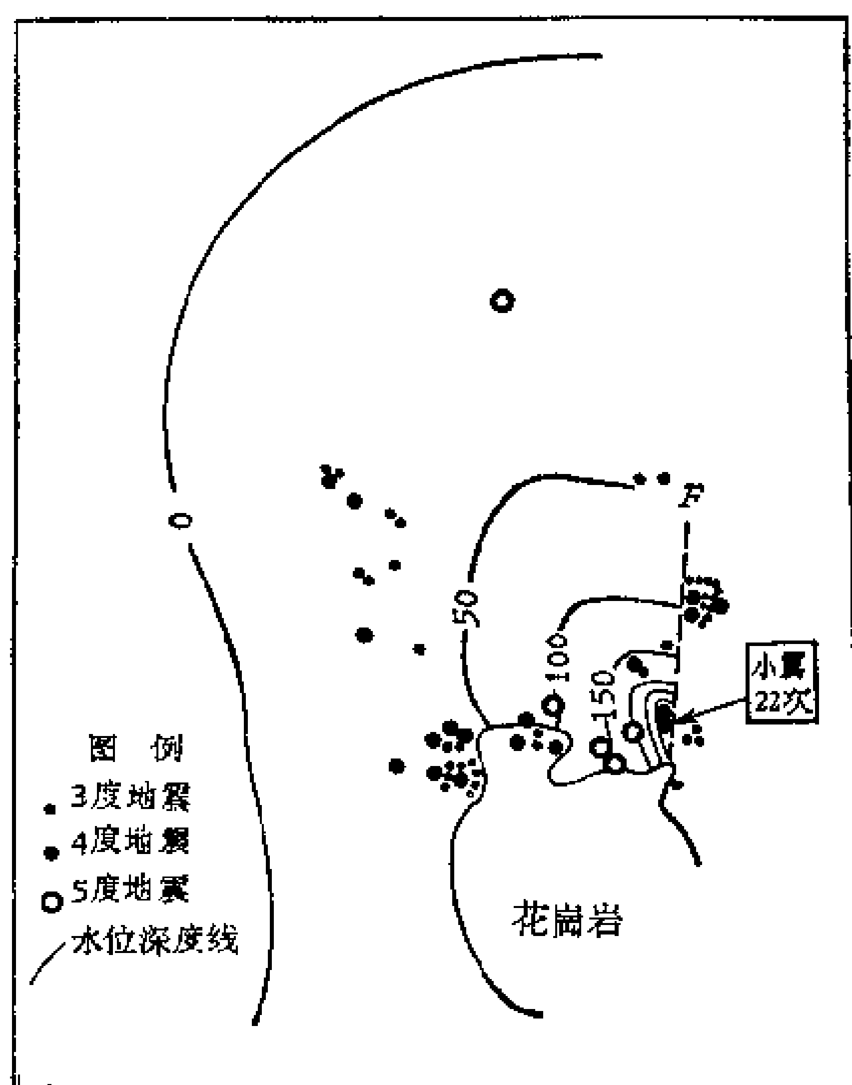


图 3-3 地下水埋深及地震震中图

据某井孔水压观测，1966 年 5 月 1 日水压为 28 公斤/平方厘米，6 月 19 日为 19.2 公斤/平方厘米，以后加大排水量，最大达每小时 1540 吨/小时，水压骤降至 5.5 公斤/平方厘米，6 月底随即发生地震，至 7 月 24 日，在接近排水的中心部位发生了第一次5度地震，波及半径约五公里；8 月 15 日又发生 5 度地震，8 月 19—26 日排水量稍为增大，8 月 29 日又发生 5 度地震，9 月 10 日至16 日加大排水量，水压下降到 3 公斤/平方厘米，9 月 17 日、9 月 22 日发生 4—5 度地震；10 月 16—21 日加大排水，使水压降低至零，

10月 28 日发生 5 度地震。总的说来，地震的发生与排水的过程有密切的关系，而且所有的地震都发生在漏斗区之内，地下水埋深大于 20 米的地方(图 3-3)。图中F为一隔水断层；γ_2为花岗闪长岩体，它是不透水岩体；多数地震发生在接近此二者的边界且漏斗也较深的地方，部分震中与由于抽水在地面造成的塌陷区域吻合。

在四川省自贡市开采井盐已有约两千年的历史，有时亦发生一些波及面不大的浅震，震级常可达4—5级，看来这些地震和开采井盐的生产过程密切相关，亦应属于塌陷地震一类。此外，在油气田地区也可能发生类似的抽水地震。

第五节　核爆炸激发地震

在美国内华达州原子能实验场，人们早已注意到较大型的地下核爆炸后接连发生地震，类似大地震之后的余震情况。最突出的例子是 1968 年 4 月的一次地下核试验，引起数以千计的小地震，余震分布在宽 4 公里长 12 公里，走向北东的条带上。

1968 年 12 月 19 日的一次百万吨级的大型地下核试验(1.1百万吨)，试验场周围的 27 个临时地震台，记录到余震数千次。余震震中最远的距爆炸中心 13 公里，震源深度最深达 7 公里。爆炸后一周内，余震在爆炸中心周围 7 公里的范围内发生。三周后，地震活动增加，并向南延伸3—4公里。另一情况是余震主要是在爆炸中心以西的地区发展，而地面裂缝不论是新、旧都集中在东边。这说明表面破裂不是由于爆炸后发生的地震所引起的。这次核爆炸的强度相当于震级 $M=6.3$ 级的地震，余震震级没有超过 5 级的。

以上叙述了由于各种原因引起的地震。但这些还是远远不够的。由于自然的和人为的原因引起地震的情况还很多。例如：山崩可以引起地震，大陨石的坠落可以引起地震等等。在地震预报的过程中，要正确识别各种原因引起的地震，从而研究各种地震发生发展的规律，以有利于预报。当然，我们主要是研究对构造地震的预报。

第四章　宏观地震学

第一节　宏观地震调查的目的和意义

宏观地震调查，主要是凭现场观测来调查地震所造成的一切破坏现象、地震前后伴生的其它各种自然现象，为地震预报提供依据，为防震抗灾提供经验。宏观地震调查的目的总的来说就是这样。但在工作中各类专业人员的具体目的又各有不同。从地质方面说主要是研究地震发生的地质条件以及地震引起的工程地质问题；从工程上来讲则是为房屋建筑的抗震设计提供经验；而对从事地震工作的人员，则是为了进行地震预报并研究地震预报的各个方面。

在现场调查工作中，我们要带着深厚的无产阶级感情，想贫下中农之所想，急贫下中农之所急；积极宣传自力更生、奋发图强、发展生产、重建家园的革命精神。要普及地震预报、抗震防震的知识，发动群众、群策群力、进行群众性的观测预报工作，在防震抗震中大打人民战争。实践证明：用毛泽东思想武装起来的灾区人民是完全能够战胜自然灾害的。

第二节　地震烈度表

表示地震强度的方法有二。一是表示地震本身大小的地震震级，它表明地震释放能量的大小；另一种是表示地震对地面影响强弱程度的地震烈度。一个地区地震影响的强弱程度不仅与地震本身的大小有关，还与其它许多因素有关，如震源的深度，距发生地震的地方的远近，土质条件，建筑物的类型和质量，地基的好坏等等。

作为判断烈度高低的依据，大体上可分为自然现象(包括地质现象)、房屋建筑物的破坏、人的感觉等几类，其它的标志就比较次要了。通常是根据对比各同类标志，损毁及影响的程度、规模、数量和百分比例来判定地震影响的强烈程度。

将地震时所常见的现象(亦即标志)，按照它们所反映的震动强弱分成几大类，并顺序以数字表示，就构成一个烈度表。远在1564年7月21日意大利地震时加斯太尔底(J.Gastaldi)就开始研究烈度表。不过早期的烈度表都很简单，所列现象也很笼统，适用的范围很有限，而且各人提出的烈度表多是为某次地震而专用的，各成系统，差别很大。以后烈度表的发展渐趋统一。至今烈度表已发表不下五、六十种，且还在补充改进中，但现在各国所最普遍采用的是一种十二度的烈度表。现列举几种世界上还在使用的烈度表如下。

1. 罗西-佛瑞尔烈度表(简称R-F表)

意大利地震学家罗西(M.S.de Rossi)在1874年和瑞士的地震学家佛瑞尔(F.A.Forel)在1881年曾不谋而合地创制了一种极相似的十度烈度表，为了使发生在阿尔卑斯山西麓的地震有一个统一的烈度标准，在罗西的邀请下，经两人会商后，在1883年公布了一个共同方案；这就是以后曾为国际通用的R-F表，其内容如下：

Ⅰ. 一个地震仪，或几个同类型的地震仪可以记到，但不是所有不同类型的地震仪都能记到；有经验的人可以感觉。

Ⅱ. 不同类型的地震仪都能记到，少数静止的人感觉.

Ⅲ. 许多静止的人感觉，可以觉出震动的持续时间或方向。

Ⅳ. 许多在行动中的人感觉，可动之物、门、窗动摇，地板作响。

Ⅴ. 一般人都感觉；家俱及床移动；有些悬铃自响。

Ⅵ. 睡着的人普遍惊醒；家屋悬铃自响，吊灯摇摆；钟停摆；树木动摇可见；有些人惊逃户外。

Ⅶ. 可移动的物体翻倒，泥灰坠落；教堂的钟自鸣；普遍惊慌；房屋无损伤。

Ⅷ．烟囱倒下；尾墙裂缝。

Ⅸ．有些房屋部分或完全毁坏。

Ⅹ．大灾，房屋成废墟，地层变动，地壳开裂，山石崩落。

R-F 表中，许多标准是根据人的感觉，房屋的质量也没有加以区分，同一度内的标志也不完全等效。此外，第Ⅹ度所包括的破坏范围也嫌过大。因此，R-F表使用的人已较少了。

2. 西贝尔格烈度表

1923 年西贝尔格 (A.Sieberg) 在莫加利 (G.Mercalli)-坎坎尼(G.Cancani) 十二度烈度表的基础上，对宏观标志作了很详细的补充和修订，称作莫-坎-西 (M-C-S)烈度表。下面是R-F表与M-C-S 表所得烈度间、互相换算的彼得斯密特(Peterschmidt) 公式

$$I_{R-F} = 1.12 I_{M-C-S} - \frac{1}{4} \tag{4-1}$$

现在世界各国使用的烈度表，几乎都是参照M-C-S烈度表修订而成。如美国使用的M-M表(Modified Mercalli Scale)，苏联曾经使用的ГОСТ-ВКС-4537 烈度表，及我国使用的烈度表等。西贝尔格烈度表如下：

Ⅰ．无感　只有地震仪器能记到。

Ⅱ．很轻　仅有极少数完全静止中的、神经敏感的人感觉。楼上的人尤易感觉。

Ⅲ．轻　人烟稠密的地方室内少数人感觉地动，如同汽车很快从旁驶过。事后人们互相回忆方悟是地震。

Ⅳ．中震　室外感觉的人不多，室内许多人感觉到，但不是所有人感觉到；家俱颤动或轻微摇动；相互靠近的玻璃器具或陶器轻微互碰，有如载重汽车驶过不平的马路。门、窗、梁、地板、顶蓬作响，敞口器皿中的液体微微荡漾。人们感觉如室内有很重的东西(包裹、家具)翻倒，又如坐在椅、床上的人感觉摇摆如在船上。除非受过地震惊吓的人，一般尚不致引起惊慌。惊醒了一些睡着的人。

Ⅴ．相当强　室内的人普遍地觉察房屋全部摇动，处于闹市的人亦大多

感觉地震。树梢或小树摇动可辨，有如风吹。悬挂的东西（如帘子、吊灯、不太重的枝形吊灯）摆动。钟的摆依着振动的方向是否与摆面正交或一致而停走或扩大其振幅，因之已停之钟亦可能恢复摆动；报时的发条发出响声。由于输电电线摇曳而相碰击，以致电灯闪烁。挂起的镜框或图画与墙壁相碰或歪斜。盛满液体的敞口器皿中有小量液体倾出。酒杯等竖器可以翻倒，倚在墙上的物件亦然。轻的器具移动了位置，家具戛戛有声，门窗开而复闭，玻窗破裂。睡着的人普遍惊醒，个别人惊逃户外。

Ⅵ．强　地震使人人惊慌，很多人逃出户外，感到立脚不住。液体剧烈振荡，书画自墙上或架上掉下。器皿打碎。家具移动或翻倒。教堂中较小的钟与钟楼上的时钟鸣响。

一些建造坚固的房子有轻的损坏：抹灰层发生裂缝，泥灰从房顶、墙上等处落下。结构不良的房屋损坏更烈，但仍不算严重，屋瓦和烟囱石个别有掉落的。

Ⅶ．很强　室内轻重陈设物品，大量打翻和毁坏，遭受很大损失。教堂中较大的钟鸣响。河塘池沼起了波浪，污泥扰动使水浑浊。砂质和卵石的岸边有些崩滑。井泉水位变化。

多数结构坚固的房屋遭受一定程度的损坏：墙上发生轻微裂缝，抹灰层大块崩落，屋瓦普遍滑下。许多烟囱裂缝，掉了顶盖，或跌出砖石，因而损坏。不好的烟囱自屋面断裂而损伤。安装不牢固的装饰物从高楼及高的建筑物上掉下。骨架建筑物只是抹灰层和隔墙损坏较重。结构不良和老旧的房屋有少数毁坏。

Ⅷ．破坏　大树摇动或至摧折。笨重的家具有的移动、有的翻倒；石像、石碑等之近于地面者，例如立于教堂、墓地、广场等处的，于基座上掀转或倒下。坚固的石围墙拆裂而倾圮。

约近四分之一的房屋严重毁坏，个别坍塌，许多不能居住。骨架建筑的隔墙大部分倾欹；木造房屋扭歪或翻倒，教堂尖塔及工厂烟囱的损坏尤为严重，且由于它们的倒下使附近房屋受害更重。

陡坡和潮湿的土地上发生裂缝，其在湿地的常冒出夹泥沙的水。

Ⅸ．毁坏　约近半数的砖砌房屋严重毁坏，坍塌的相当多，一般都不能居住。骨架建筑从基础上脱离，互相扼扭，绞断了骨架的栓柄，而招致严重的损坏。

Ⅹ．毁灭　约近四分之三的房屋严重毁坏，大部分坍塌。很好的木结构房屋和桥梁亦遭受相当重的损坏，个别的且被毁坏。堰堤、水坝等或多或少

的显著地损坏；铁轨轻轻弯曲。地下管道（气、水管、下水道等）折断、破裂或挠曲。铺石或柏油马路发生裂缝，且由于猛烈的挤压形成宽广的波状皱褶。

在疏松的、特别是潮湿的土地上出现裂缝，宽可达几公分，特别是接近水边与水道平行的坼裂，更可宽至一米左右。在山坡上，不但表面的松土滑落如山崩，即下部坚硬的岩石亦裂成块，崩落于山谷中。在水边、堤岸比较陡的部分完全崩坏；平缓的岸滩则砂泥大量推移和滑动，以致地貌有相当改变。井泉水位骤涨骤落，河湖池沼之水飞溅岸上。

Ⅺ．灾变　砖砌建筑全部坍塌，坚固的木结构和用柔性材料编织的小屋也只有个别的能站得住。桥梁建筑物即使是巨大而坚固的结构亦被破坏；粗大的石柱溃裂，钢梁折毁。堤防、水坝完全断开，常至很大的距离。铁轨剧烈地弯曲或挠折。地下管道全部断裂不能使用。

地面呈现复杂的范围广大的变化，其与土质条件密切相关：地坼裂，缝隙宽大，在潮湿以至于含水多的地区尤为显著；溃裂错综，有水平的亦有垂直的，且冒出夹泥沙的水。山崩、石坠的现象很多。

Ⅻ．大灾变　一切人工所兴建的，没有可以站得住的。地面呈现大规模的形变，因而大大地影响了地下和地上的水系；形成瀑布，河流改道，湖海壅塞等。

3．日本七阶烈度表

西贝尔格的烈度表发表以后，一些欧美国家以此为蓝本，结合本地的具体情况，编制适合本国的烈度表，如美国的M.M烈度表、苏联的烈度表等。但日本一直采用大森房吉提出的、适合日本国情的七阶烈度表。

烈度表本文

1 阶　无感　地震仪器能感的程度。

2 阶　微震　静止中人能感的程度。

3 阶　弱震之弱　一般人有感，户障子（普通日本住房用木条框格糊纸的拖拉门）振动的程度。

4 阶　弱震之强　除以上列举者外，还有电灯摇摆，盆中水荡漾可见的程度。

5 阶　强震之弱　家屋剧烈摇动，器物摇倒，盆中贮水八分深者水溢的程度。

6 阶　强震之强　家屋发生龟裂，墓碑、石灯笼（日本庙前、墓前的装饰物）倒下，屋瓦、烟囱、库房损坏的程度。

7 阶　烈震　家屋倒毁，山崩甚多，平地龟裂的程度。

4. MSK烈度表

1964年苏联的麦德维捷夫（C.B.Медведев）、德意志民主共和国的施蓬怀尔（M.Sponheuer）和捷克斯洛伐克的卡尔列克（V.K'arnik）共同提出了一个烈度表。这是在现场的宏观调查资料与有关文献资料的基础上，对 M-C-S 烈度表进行修改后编成的。1962 年在耶拿（Jena）召开的欧洲地震委员会上以及 1963 年美国柏克利（Berkeley）召开的第十三次国际大地测量和地球物理协会上讨论过。

联合国科教文组织关于地震学及地震工程的国际会议认为，制定统一的国际烈度表是很重要的，并建议暂时使用 1964 年发表的 MSK 表。根据该会议的建议，对 MSK 表还补充了一个与现行各种烈度表的比较表。

MSK 表采用的分类

①建筑物的类型（无抗震措施的房屋）

A类：毛石房屋、农村建筑、土坯房屋、用麦秆和粘土砌成的房屋。

B类：一般砖砌房屋、大型砌块及预制部件房屋，构架建筑、经过修琢的天然石房屋。

C类：钢筋混泥土框架房屋，修建良好的木结构。

②数量特征分类

个别是指 5%左右。很多是指 50%左右。大多数是指75%左右。

③破坏程度分类

1 类　轻微损坏　抹灰层出现细小裂缝，掉土。

2 类　中等损坏　墙上出现不大的裂缝，抹灰层大块脱落，房瓦掉落，烟囱裂缝、部分倾倒。

3 类　严重损坏　墙身有大而深的裂缝，烟囱倒塌。

4 类　破坏　墙破裂，房屋局部倒塌，墙间的联系破坏，建筑物分为数段，内墙及框架填充墙倒塌。

5类 倒塌 建筑物完全倾圮。

④标志的分类

a. 人和周围环境。

b. 建筑物。

c. 自然现象。

烈度表本文

I度 无感地震

a. 震动强度在人的感觉之下；只有地震仪器才能记录地面的振动。

II度 勉强可感地震

a. 个别在室内休息中的人，特别是居住在楼上的，有一点振动的感觉。

III度 弱震

a. 室内少数人感觉地震，室外处于有利环境下的人方能感到。振动似轻型货车驶过。仔细观察可发现悬挂物体有轻微的摆动，在楼上更明显一些。

IV度 明显地震

a. 室内多数，室外少数人感到地震。有些睡着的人能醒来，但谁也不感到惊骇。振动有如驶过满载的货车，门窗和器皿发出叮当响声，地板和墙壁扎扎作响。家具动摇，悬挂物轻微摇摆，开口容器中的液体轻微振荡。在停放的汽车内感到明显的振动。

V度 醒惊

a. 室内人人感觉地震，室外很多人感觉地震。睡着的人很多惊醒。少数人逃出屋外。牲畜不安。房屋普遍动摇。悬挂物强烈摇动，挂画移动位置。有的钟停摆。不稳的家具翻倒或移动，未锁的门窗开而复闭。盛满的开口容器中溅出少量液体。振动有如室内的沉重物体坠地。

b. 个别A类房屋出现1类损坏。

c. 泉水流量有时有变化。

VI度 惊骇

a. 无论室内室外大多数人均感到地震。室内很多人感到惊骇并逃出室外，有些人立脚不住。家畜自圈中奔出。器皿及玻璃制品偶有打碎；书籍掉地。沉重的家具可能移动；钟楼上的小钟自鸣，

b. 个别B类房屋和很多A类房屋有1类损坏。个别A类房屋有2类损坏。

c. 潮湿的地方可能出现宽达一厘米的裂缝，个别情况下山区出现滑坡。泉水流量及井水水位变化。

Ⅶ度　建筑物损坏

a．大多数人感觉惊骇并逃出户外。很多人行走不稳。驾驶汽车的人感到震动。大钟自鸣。

b．很多C类房屋有1类损坏；很多B类房屋有2类损坏；很多A类房屋有3类损坏，这类房屋个别的发生破坏。个别情况下公路边坡崩滑、路面出现裂缝。管道接缝损坏；石围墙裂缝。

c．水面出现波纹，水变混浊。泉水流量及井水水位变化。个别旧泉干涸，或涸泉恢复出水。沙土和卵石河岸个别滑坡。

Ⅷ度　建筑物破坏

a．人们惊惶失措，甚至开车的人亦感到不安。个别树枝折断。沉重的家具移动，部分翻倒。吊灯损坏。

b．很多C类房屋出现2类损坏，个别的有3类损坏。很多B类房屋出现3类损坏，个别的破坏。很多A类房屋破坏，个别毁坏。个别管道接缝偶有破裂。纪念碑等移动或扭转。墓石翻倒。石围墙坍塌。

c．道路挖方和填土的陡坎上出现轻度滑坡；土坝裂缝宽达几厘米。出现积水池。有的枯井复又涌水或水井干涸。更多的是泉水流量和井水水位大变。

Ⅸ度　房屋普遍损坏

a．普遍张惶失措；家具损害很大，牲畜乱跑乱叫。

b．很多C类房屋有3类损坏，个别破坏。很多B类房屋破坏，个别毁坏。A类房屋很多毁坏。纪念碑和柱状物倒下。贮水池大量损坏；地下管道部分破裂。个别铁轨有些弯曲，公路损坏。

c．平原上常冒出水和泥砂。地面裂缝宽达10厘米，斜坡及河岸上的裂缝更宽；此外，地面出现大量的小裂缝。悬崖崩塌；土坝经常滑坡和崩塌，水面起大浪。

Ⅹ度　房屋普遍破坏

b．很多C类房屋破坏，个别毁坏。B类房屋很多毁坏，A类房屋大多数毁坏。水坝和堤严重破坏，桥梁严重破坏，铁轨轻微弯曲。地下管道弯曲并破裂。铺砌及沥青路面成波浪形。

c．地面裂缝宽达几十厘米，有时可达一米。平行于河床出现宽大裂缝，松动岩石从陡坡上掉下。河岸和陡峭的海岸可能有大量滑坡。沿河地区河砂大量移动。运河、湖泊、河流等冲到岸上积水成湖。

Ⅺ度　灾难

b．良好的建筑物、桥梁、水坝、铁路也受到破坏，公路不能通行；地下管

道破坏。

c．地面因纵横裂缝、破裂、滑动而大大变形；大量山崩。确定烈度需要专门的研究。

Ⅻ度 地貌变化

b．所有地上和地下建筑物都强烈破坏或摧毁。

c．地貌发生根本改变。地面随着宽大的纵横裂缝。山脉和河岸大面积坍坡。出现湖泊，形成瀑布，河流改道。确定烈度需要专门研究。

下面是这个烈度表的两个附表。

表 4-1 振动的动力特征表

烈 度	a 厘米/秒²	v 厘米/秒	x_0 毫米
Ⅴ	12—25	1.0—2.0	0.5—1.0
Ⅵ	25—50	2.1—4.0	1.1—2.0
Ⅶ	50—100	4.1—8.0	2.1—4.0
Ⅷ	100—200	8.1—16.0	4.1—8.0
Ⅸ	200—400	16.1—32.0	8.1—16.0
Ⅹ	400—800	32.1—64.0	16.1—32.0

a —周期 0.1—0.5 秒内的土壤加速度。

v —周期 0.5—2.0 秒内的土壤振动速度。

x_0 —自振周期为 0.25 秒、阻尼的对数减缩为 0.5的单摆质量中心的位移振幅。

表 4-2 几种地震烈度表的对比

MSK—1964 烈度表	欧洲烈度表 M C-S 烈度表 1917年	苏联科学院地球物理研究所烈度表 1952年	美国修订的烈度表 (MM) 1931年	日本烈度表 1950年	R-F 烈度表 1883年
Ⅰ	Ⅰ	1	Ⅰ	0	Ⅰ
Ⅱ	Ⅱ	2	Ⅱ	1	Ⅱ
Ⅲ	Ⅲ	3	Ⅲ	2	Ⅲ
Ⅳ	Ⅳ	4	Ⅳ	2.3	Ⅳ
Ⅴ	Ⅴ	5	Ⅴ	3	Ⅴ-Ⅵ
Ⅵ	Ⅵ	6	Ⅵ	4	Ⅶ
Ⅶ	Ⅶ	7	Ⅶ	4.5	Ⅷ
Ⅷ	Ⅷ	8	Ⅷ	5	Ⅸ
Ⅸ	Ⅸ	9	Ⅸ	6	Ⅹ
Ⅹ	Ⅹ	10	Ⅹ	6	Ⅹ
Ⅺ	Ⅺ	11	Ⅺ	7	Ⅹ
Ⅻ	Ⅻ	12	Ⅻ	7	Ⅹ

5. 中国地震烈度表

1957 年谢毓寿结合我国建筑物的形式和结构特徵，编成《新中国地震烈度表》，试用于调查我国地震。首先他对房屋进行了分类，对建筑物破坏程度进行了分等，对数量进行了分级。

(1) 房屋类型

Ⅰ类：简陋棚舍、土坯、卵石、毛石砌或垒，草泥顶，粗糙房屋。

Ⅱ类：一般土夯、土坯、卵石、毛石砌筑。低级施工的民房和老朽木架房屋。

Ⅲ类：木架建筑(如宫、庙、城楼等)，及新式房屋。

(2) 建筑物破坏程度

轻微损坏：灰泥散落，墙壁表面有细小裂纹或小块剥落，偶有安置不牢的附着物滑落。

损坏：墙本体有小裂缝、接合处裂缝大些，个别有局部崩塌，木架偶有拔榫，烟囱顶部扭伤。

破坏：墙裂大缝，个别部分倒塌，木架拔榫，柱脚移动，部分屋顶破坏，烟囱倒下。

倾倒：建筑物的大部或全部墙壁、楼板或屋顶倒塌，时或屋顶移动，墙变形倒塌，木架显著歪斜，构件折断。

烈度表本文

一度　无感。仪器才能记录。

二度　个别非常敏感、完全静止中的人有感。

三度　室内少数完全静止中的人感觉振动，如载重汽车很快从旁驶过。细心的观察者注意到悬挂物有些摇动。

四度　室内大多数、室外少数人有感，一些人从梦中惊醒。

门、窗、纸顶蓬作响，悬挂物动摇。皿中水轻微震荡，紧靠在一起的、不稳定的器皿作响。

五度　室内差不多所有的人和室外大多数人感觉。大多数人从梦中惊醒。家畜不宁。悬挂物明显摇摆。挂钟停摆。少量液体从装满的器皿中溢出。架上放置不稳的器物翻倒或落下。

门、窗、地板、天花板和屋架木榫轻微作响。开着的门窗摇动。尘

土落下，抹灰层上可能有细小裂缝。

六度　很多人从室内逃出，立脚不稳。家畜多从厩中向外奔跳。盆中水剧烈地动荡，有时溅出。架上书物有时翻倒或掉落。轻家俱可能移动。

Ⅰ类房屋许多损坏，少数破坏，个别倾倒。Ⅱ、Ⅲ类房屋许多轻微损坏。Ⅱ类房屋损坏。牌坊及砖石塔和院墙有轻微损坏。

潮湿、疏松的土地上，可能有一些小裂缝。个别情况，山区偶有小滑坡、滚石和陷穴。

七度　人皆惊惶从室内逃出，驾着汽车的人也有感。悬挂物剧烈摇摆或损坏坠落。轻家俱移动，书物用具掉落。

Ⅰ类房屋大多数损坏，许多破坏，少数倾倒。Ⅱ类房屋多数损坏，少数破坏。Ⅲ类房屋大多数轻微损坏，许多损坏。院墙损坏，有些倒塌。牌坊、砖、石砌的塔、坟及工厂烟囱可能损坏。黄土窑洞有些崩坏。路面上、路基或土堤坡上有小裂缝，偶有小塌方。潮湿及疏松土上裂缝较多较大，少数可能冒出沙泥水。山区陡坎可能有滑坡、滚石。泉水流量和地下水位可能发生变化。

八度　人感到走路困难。由于房屋破坏，人畜有伤亡。家俱移动，部分翻倒。

Ⅰ类房屋大多数破坏、许多倾倒。Ⅱ类房屋大多数损坏，少数破坏(可能有倾倒的)。

院墙破坏，局部倒塌，不坚固的城墙多颓坏，有些地方崩塌，城堞倾倒共多。牌坊、坟、塔及工厂烟囱损坏，不坚固的遭到破坏甚至崩塌。石碑等建筑物多移动或倒下。个别地下管道接口处遭到破坏。

地面裂缝宽达数厘米，土质疏松和潮湿的河滩上宽度更大。在地下水位较高的地方，常从裂缝中涌出带泥沙的水，在路基堤坎陡坡上有不大的塌方。在岩石破碎、土质疏松的地区常发生相当大的土流、石落、滑坡及山崩，有时堵塞河道形成新的水塘。

有时井泉干涸或出现新的水泉。

九度　家俱倒翻损坏。

Ⅰ类房屋大多数倾倒。Ⅱ类房屋许多倾倒。Ⅲ类房屋许多破坏，少数倾倒。

院墙大部倾倒，较坚固的亦局部倒塌。较坚固的城墙多处遭受破

坏，城堞倒塌很多。牌坊、坟、塔及工厂烟囱破坏甚至倾倒。石碑等纪念物，较稳定的亦多翻倒。地下管道有些破裂。

路基有些毁坏，路上有裂缝。铁轨局部弯曲。地面裂缝很多，宽达10厘米，在斜坡及河边冲积土上，有时裂缝纵横，宽可达数十厘米，绵延很长。山区不少流土、滚石和崩滑。

十度　家俱和其它室内用品大量损坏。

Ⅲ类房屋许多倾倒。牌坊多破坏，坟、塔及工厂烟囱大都倒塌，坚固的石碑等纪念物翻倒。铁轨轻度弯曲，地下管道破裂。

地上裂缝宽数十厘米，有些达一米以上，在软土上、裂缝组成宽大裂缝带绵延数公里之长。岩石上有时亦产生裂缝。山区崖岸大量崩滑，堵水成湖。河湖水面大浪扑岸。

十一度　由于房屋倒塌、压死大量人畜、埋没许多财物。

房屋普遍破坏倾倒。路基堤岸大段崩毁，铁轨大段弯曲，地下管道系统完全破坏 不能使用。

地面张开许多大裂缝，冒污水夹杂古代沉埋朽物。大规模山崩、滑坡，产生新断层，其水平和垂直错距都相当大。地面地下水位发生剧烈变化。

十二度　一切建筑物普遍毁坏。广大地区内地形改变很大，地面地下水系破坏，洪水横流。平原水淹，山区因崩坡、土陷，动、植物遭到毁灭。

6. 绝对烈度表

烈度表的宏观标志，不可能描述得过于具体，不同的人使用时，不免有些差异。因此，最好能有描述地面运动的绝对数值，作为客观标准。1888年美国的候尔登(E. S. Holden)首先提出一种绝对烈度表，他将R-F表的前九度配上了地面运动加速度。

1900年日本人大森房吉，在浓尾地震后，曾对许多石灯笼和墓石的倒坏作过详细的观测，估计了地震时的最大水平加速度，得出了一个七阶的绝对烈度表，此表只适用于日本的情况。

1904年意大利的坎坎尼根据密尔恩(J. Milne)、大森和他自己的观测，将莫加利的十度烈度表配上了相应的最大水平加速度，

并将其Ⅹ度划分为Ⅹ—Ⅻ三度，通称为莫-坎十二度烈度表。

7. 烈度表的发展

坎坎尼的绝对烈度表的特点是其物理意义明确，各度的数值几乎成一几何级数，避免了宏观烈度物理意义不明确的缺点。但坎坎尼表精度不高；烈度亦很难用单一的水平加速度表示；且垂直加速度实际上也是有影响的；再者地震波的周期及重复振动的情况都有相当的影响。

表 4-3 坎坎尼绝对烈度表

烈度	水平加速度毫米/秒²
Ⅰ	<2.5
Ⅱ	2.5—5
Ⅲ	5—10
Ⅳ	10—25
Ⅴ	25—50
Ⅵ	50—100
Ⅶ	100—250
Ⅷ	250—500
Ⅸ	500—1000
Ⅹ	1000—2500
Ⅺ	2500—5000
Ⅻ	5000—10000

1933年本尼奥夫(H. Benioff)提出用地震谱来划分烈度。根据建筑物对地震的反应谱作为抗震设计的依据，这在工程中用处较大。按照这个方向，麦德维捷夫(C. B. Медведев) 1953年设计了一个简单的球面摆，周期 $T=0.23$ 秒、阻尼减缩 $\lambda=0.50$，他以这个摆作为普通建筑物的模拟，因而他实际上只确定了地震谱中的一点。

1960年麦德维捷夫又整理了若干强震的仪器资料。求得了地震时地面振动的最大加速度与地震烈度间的关系；当振动周期在0.1—0.5秒的区间上时，地面振动的最大加速度 a_0 可记为

$$\alpha_0 = \alpha_k Z^I \qquad (4\text{-}2)$$

式中I为烈度。同时求得了$I=0$时

$$\alpha_k = 0.0008g = 8毫米/秒^2 \qquad (4\text{-}3)$$

式中 g 为重力加速度。当周期 T 在0.5—1.5 秒间时，地面振动加速度随着周期的增加按双曲线形式减小，结果可写为

$$\alpha_T = \alpha_0 \frac{0.5(秒)}{T(秒)} \qquad (4\text{-}4)$$

按照这个结果，地震时地面振动的最大加速度比坎坎尼的结果要大得多。

在图 4-1 中绘出了美国、苏联、日本的工程地震研究者根据他

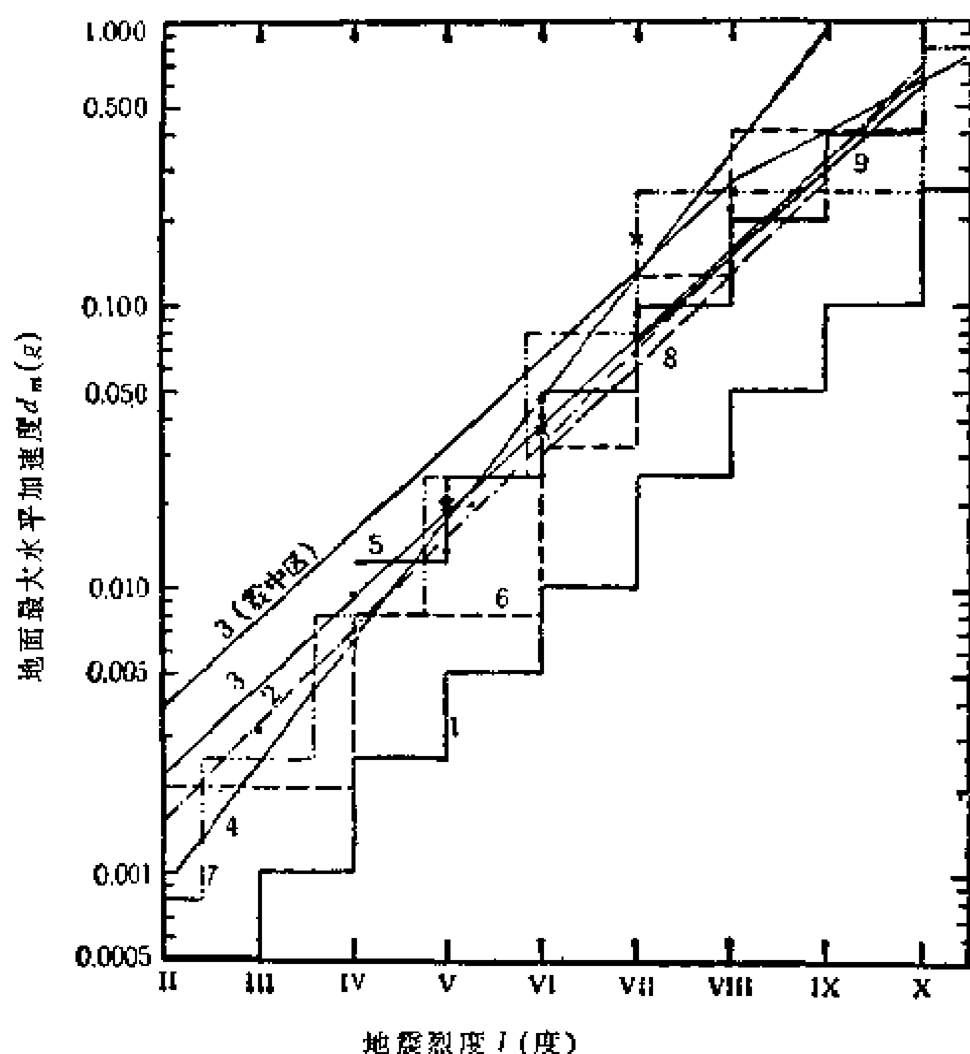


图4-1 地面最大加速度与烈度

(1) Mercalli-Caucani-Sieberg, (2) Gutenberg-Richter,
(3) Neumann, (4) Hershberger, (5) Медведев,
(6) 石本巳四雄, (7) 河角广, (8) Housner, (9) 工程力学所。

们搜集到的仪器观测资料，利用统计方法得到的地震时地面振动的最大加速度(以重力加速度 g 为单位)与地震烈度的关系曲线。同时亦绘出中国科学院工程力学所建议的曲线。从图中可以看出：所有的研究者们均一致认为坎坎尼的结果偏小。

地震时，地面运动的加速度包含着不同周期的成分，因此，地面上的建筑物也具有各种不同周期的最大加速度——称为加速度反应谱。关于反应谱的理论、目前许多国家已运用到建筑物的抗震设计中去。毫无疑问，反应谱的发展是一个方向，是值得继续研究的问题。

第三节 强地震的调查

地裂缝的调查是强地震调查的一个内容。主要是调查地裂的规模、走向和分布情况；借此以推断原生断裂的性状，因而要特别注意调查规模大的地裂。要注意地裂是和某老断裂有关，还是与新断裂有关。要注意地裂是张性的、压性的、还是扭性的，是以垂直运动为主，还是以水平运动为主；是平推断层、正断层、逆断层、还是逆掩断层。地表水系、地下水及温泉、冷泉的变化，都是调查的内容。此外，第四纪以来的新构造运动的强度常常能较好地阐明地震发生的地质条件，自然亦是调查研究的重要内容。

震前现象的调查

在强烈地震前，地震区内各种震前现象是异常丰富的。归纳起来可分为自然现象(不包括现代仪器资料)和动物异常两大类。如地震前井、泉水位变化、水温及水质变化，可以对水井、机井、冷泉、温泉、气泉等进行观测，其中特别是机井、温泉、气泉更是观测的重点。小地震活动的异常亦常是大震的前兆。比如：大震前小地震特别活跃，几天或几月后大震发生；或者大震前若干年内小震特别平静；我们在地震预报一章中将更详细讲到这个问题。动物异常的内容则更丰富，飞禽走兽、游鱼虫蚁，还有震前气象因素、反

常及发光、发声等现象无一不在观测调查之列，不必拘泥于一定的格式，主要是发动震区广大人民群众进行观测研究。

烈度分布的调查

首先是对受震地区的居民点进行调查，主要是调查房屋建筑、结构物、特殊工程项目（铁路、桥梁、水坝……），居民点的土质条件、地下水位、房屋地基以及器物动态、人口伤亡等项目。调查时要注意对每一项目的质量、数量、破坏程度进行分等论级的记录。比如对于房屋要注意是钢筋混凝土浇灌的、钢筋混凝土预制构件、混凝土块砌筑的、砖砌筑的、“绑扣”结构、穿斗结构、片石卵石砌筑的、土坯墙、夯土墙等类型房屋，因为各种类型的房屋的抗震性能差别是很大的；同时还要注意砌筑房屋是使用的水泥、石灰或粘土。对于破坏程度则要注意是完全倒塌还是大部或局部破坏，一般地说房屋承受屋顶重量的柱或墙体裂开大缝或破裂，倒塌、木架拔榫、柱脚移动均作破坏考虑；简言之，“破坏”是房屋的使用受到严重威胁。“损坏”则是指抹灰层裂缝或脱落、顶棚泥块脱落、不同砌体间（如砖墙与土坯墙间）产生裂缝、烟囱顶部扭转或损伤等；简言之，损坏是指房屋只是受了“轻伤”，房屋加以修理甚至根本不修理便可继续居住。对各类建筑物、结构物按各类破坏的百分比也应统计。最后，综合房屋破坏、自然现象、人口伤亡，按烈度表评定各地的烈度。在人烟稀少的地区，只能根据地形更易、山崩地滑、地裂、井泉变化等自然现象评定烈度。

对于土质条件应当对每个居民点进行详细记述。一般应区别砂卵砾石层、粗砂、细砂、粉砂、粘土，或者是基岩、花岗岩、玄武岩、砂岩、灰岩、砾岩……。通常情况下需了解深度二十米之内的土质情况。对一般民房，建在基岩上的破坏小些。自然对于基岩尚需记述其风化和破碎程度。通常建筑在基岩上的木结构或低级灰浆砌筑的砖石房屋地震破坏较轻，建筑在富含水的软土上的房屋破坏较重；但施工良好，刚度较大的砖石和混凝土房屋，则在软土上的破坏反而较轻。

经验表明，地下水深度很浅的地方，地震的破坏常常强一些，富含水的沼泽地带破坏更大，故对地下水的深度必须记述。一般认为十米以下便没有影响了。

第四节 弱地震的调查

根据弱小地震来预报强烈地震，无疑是地震预报的一个重要方面。因为对低烈度地震的调查具有现实的意义。

我们首先看看烈度表。在烈度表上Ⅰ度人们无感，Ⅱ度也只有极少数人感觉地震，因而人的可感边界大约是Ⅰ度半。Ⅴ度时室内的人普遍感觉地震，室外大多数感觉地震；Ⅵ度则人人惊慌、很多人逃出室外，因而所有人感觉地震的边界大约是Ⅴ度半。自然，根据其它的标志亦可以评定低烈度的地震烈度，但实践表明采用有感人数的百分比例，作为低烈度的主要标志是行之有效的。

设地震烈度为I，有感人数百分比例为ρ，则有

$$I = \alpha\rho + \beta \tag{4-5}$$

式中α、β为二常数。根据上述情况，当烈度$I = 1.5$度时，百分比$\rho = 0$，$I = 5.5$时$\rho = 1$。于是求得$\alpha = 4$，$\beta = 1.5$。即

$$I = 4\rho + 1.5 \tag{4-6}$$

于是我们很容易计算出从Ⅱ度至Ⅴ度所相应的有感人数的百分比例；反之，在调查时也就可以根据各居民点的有感人数百分比值确定该居民点的地震烈度。问题好像是解决了，但我们要问这样确定的烈度其精确度如何？误差多大？在每个居民点上访问多少人以后烈度值（也即是指相应的百分比值）就可靠了呢？所提的这一问题，可用排列组合的方法讨论。为此，兹先介绍几个符号：

$Pn(m)$：访问n人时，其中m人感到地震的几率；$Cn(m)$：n人中取m人的组合数；p：被访居民点的人感到地震的几率；$q = 1 - p$：被访居民点的人没有感到地震的几率；被访居民点，被访人的总数为n；被访居民点，被访人中有感人数总和为m；$\frac{m}{n} \times 100\% = \rho\%$。

按照概率的频率定义，有 $\lim\limits_{n\to\infty}\frac{m}{n}=p$，但实际上 n 不能是无穷大，因而频率与几率 p 有一偏差 $\left|\frac{m}{n}-p\right|=\alpha$。

我们的问题是，设被访问的居民点中，人们感到地震的几率为 p，今访问 n 人，问当允许偏差为 $\alpha=\left|\frac{m}{n}-p\right|$ 时，$\frac{m}{n}$ 接近 p 值的几率是多少？我们知道在这样的情况下，n 人中有感人数出现 m 次的几率为

$$P_{n(m)}=C_n^m p^m q^{n-m} \tag{4-7}$$

使 $\left|\frac{m}{n}-p\right|\leqslant\alpha$ 的几率

$$P=\sum_{\left|\frac{m}{n}-p\right|\leqslant\alpha}P_{n(m)}=\sum_{\left|\frac{m}{n}-p\right|\leqslant\alpha}C_n^m p^m q^{n-m} \tag{4-8}$$

如此便有了 P、p、m、n、α 诸参数的关系式了，从而可以根据其中四个参数求另一参数；然而上式的计算太繁，为此，我们用另外的办法进行讨论。

实际上我们的问题是概率论中典型的德莫哇佛尔-拉普拉斯问题。问题的提法是，做 n 次独立试验，每次试验中事件 A（这里相应于有感的情况）出现的几率为 p，问事件 A 出现的频率 $\frac{m}{n}$ 与概率 p 的差值不大于 α 的概率是多少？根据概率论的理论计算，这个概率是

$$P\left\{\left|\frac{m}{n}-p\right|\leqslant\alpha\right\}=\frac{2}{\sqrt{2\pi}}\int_0^{\alpha\sqrt{\frac{n}{pq}}}e^{-\frac{x^2}{2}}dz \tag{4-9}$$

这个积分的值依赖于积分上限 $\alpha\sqrt{\frac{n}{pq}}$，而且可以由有关的表上查出。令 $P=0.9$，则 $x=1.034$，……；当已经给出 P、p、α 时可求得相应的 n 值，如下表中所示。

表 4-4　n 值(应访问人数)表

P	α	烈度误差 \ n \ p	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0.9	0.125	士半度	15	28	36	41	43	41	36	28	15
	0.0625	土1/4度	62	111	146	167	173	167	146	111	62
0.8	0.125	士半度	10	17	22	25	26	25	22	17	10
	0.0625	士1/4度	38	68	88	101	106	101	88	68	38

如此，我们便知道：当在某居民点访问时，允许偏差 $a=\left|\frac{m}{n}-p\right|$，相应的烈度允许差$\frac{1}{2}$度或$\frac{1}{4}$度，要求$\frac{m}{n}$接近于 p 的概率为 P（表中选取 $P=0.9、0.8$）时，应当访问的人是多少。通常 p 是不知道的，但总可以根据访问情况求得一个接近于 p 的$\frac{m}{n}$值，以代替 p 值。

具体应用 n 值表时，可以这样求得 n 值：如果我们要求的精度不高，可取$P=0.8$（要求高些取$P=0.9$），一面调查便一面根据$\frac{m}{n}$值估计一个 p 值，比如 $p=\frac{m}{n}=0.5$（即有感人数百分比是百分之五十），要求烈度误差是半度，则由上表中可以查到，应访问人数 $n=26$。

如此一来，我们可以根据有感人数百分比求得地震烈度值，同时亦能说明它的误差和精度了。

第五节　历史地震的调查与考证

历史地震的调查与现代地震调查的差异，在于历史愈早，资料愈少，有时要获得很少一点资料亦是难能可贵的。何况所记载的时间、地点及地震的情节常常混乱。在搜集历史地震资料时，必须

把现场调查和查阅有关的文史记载结合起来，以达到相互补充的作用。

文史记载包括正史、地方志、野史等类。正史如二十五史（汉书、唐书……），实录，清代故宫档案等。地方志是记述各省、府、州、县历史的地方志书；我国在明、清两代地方志书极为流行，因此地方志书是很多的。野史如四川省有“蜀海丛谈”，云南有“南诏野史”，四川西昌一带有“邛雋野录”，以及各地的家史庙史等类。这些资料一般多来源于各地图书馆、文史馆、档案馆、资料室及文物管理委员会。我们对历史地震的了解，主要是依据由以上途径得到的资料。

现场调查主要是了解历史地震的震中在何处?破坏情况若何?波及到某些建设地区的烈度是多少等等。五十到一百年之内的地震，常常可以通过现场调查得到可靠的资料；但是，越早的地震，调查起来越困难些；但在文化发达的地区，明清两代的地震在现场亦可搜集到很多资料。

古建筑的调查

主要是考察经历过地震的庙宇、官廨、民居以及碑、塔、城、桥等；这是调查历史地震的一个重要组成部分。它的目的是了解经历过地震的那些建筑物的破坏程度。因为常常需要鉴别建筑物的建造年代，所以对不同时代不同地区建筑物的风格要有所了解。例如：经过研究认为山西五台县境内保存了许多古代建筑；其中有扬白公社李家庄的南禅寺，建于唐建中三年。五台山佛光寺建于唐大中十一年，均有一千年左右的历史。五台县境还有许多金代、元代的建筑；它们的历史说明了地震在五台不是很强的。至于地震强到何种程度，须对各建筑物作具体考察。

古城墙的考察

除考察城楼外，对城门券洞和城墙用砖用土情况进行考察，以了解当时的破坏情况。如四川西昌县 1850 年曾发生强烈地震，文

献记载城墙受到破坏，但究竟破坏到何种程度尚不清楚，1851 年西昌曾补修城墙，调查时发现城上许多地方都使用了有“咸丰元年”字样的城砖(咸丰元年即 1851 年)，特别是北门城门券洞更为明显；由此，不难确定当时城墙破坏的规模。自然，其它城堡的考察并不这样容易，要花更大的力量。

碑文记载

到现场搜集有关历史地震的碑文记载，是历史地震调查的一个重要项目。除能够补充资料不足的已知地震外，有时还能找到我们过去没有资料的一些地震。例如：1832 年甘肃省玉门昌马堡地震，对于它以往我们毫无资料，调查时在昌马堡北 4 公里的千佛洞前，老君庙内发现道光十八年立的“补修千佛洞并创立两廊及重立歌楼碑记”，碑文记载“……昌马之下窖四十五户，壤地窄硖，原有千佛洞石岩一所，虚空岸内有其洞，……不意于道光壬辰年七月间地动山摇，颓坏其洞、露出神像、风雨相侵、并无遮殓、道路崎岖、香火断头、人不能来往，……”。故知昌马地区 1832 年发生过破坏性地震，在以往的地震目录上都没有这个地震。碑文记载多保存在古庙里，部分保留在旧官署、祠堂内。

古塔以及古墓、牌坊的调查，亦常提供一些历史地震破坏的情况。

地震资料真伪的考证

由于多方面的原因，地震历史资料有时夸大，有时缩小，因此，我们对当时的条件和时代背景要有一定的了解。又如各代志书多经转抄，难免有误。

时间的考证

公历和中历时间的转换，可根据中西历对照表进行。我国古代常采用干支纪年的方法，干支纪年始于东汉建武 30 年(公元 54 年)，干支纪月则始于唐，干支纪日早在殷代卯已使用。干支如下：

干　甲乙丙丁戊己庚辛壬癸　　　支　子丑寅卯辰巳午未申酉戌亥

根据干支纪年的顺序如下表：

表 4-5　干支纪年顺序表

1. 甲子	11. 甲戌	21. 甲申	31. 甲午	41. 甲辰	51. 甲寅
2. 乙丑	12. 乙亥	22. 乙酉	32. 乙未	42. 乙巳	52. 乙卯
3. 丙寅	13. 丙子	23. 丙戌	33. 丙申	43. 丙午	53. 丙辰
4. 丁卯	14. 丁丑	24. 丁亥	34. 丁酉	44. 丁未	54. 丁巳
5. 戊辰	15. 戊寅	25. 戊子	35. 戊戌	45. 戊申	55. 戊午
6. 己巳	16. 己卯	26. 己丑	36. 己亥	46. 己酉	56. 己未
7. 庚午	17. 庚辰	27. 庚寅	37. 庚子	47. 庚戌	57. 庚申
8. 辛未	18. 辛巳	28. 辛卯	38. 辛丑	48. 辛亥	58. 辛酉
9. 壬申	19. 壬午	29. 壬辰	39. 壬寅	49. 壬子	59. 壬戌
10. 癸酉	20. 癸未	30. 癸巳	40. 癸卯	50. 癸丑	60. 癸亥

干支纪年按上表顺序六十年一转。历史上常用历代帝王的年号与干支配合起来纪年。如 1832 年地震记为道光壬辰年，因之我们须对各朝代的年号和各朝代相应的第一年的公历有所了解。因为调查工作中常须将明清两代的中历转换为公历，故此将明清两代的帝号、年号及相应第一年的干支和公历年代列于下表中：

表 4-6　明代中西历转换表

帝　号	年号	干支	公元
太祖	洪武	戊申	1368
惠帝	建文	己卯	1399
成祖	永乐	癸未	1403
仁宗	洪熙	乙巳	1425
宣宗	宣德	丙午	1426
英宗	正统	丙辰	1436
代宗	景泰	庚午	1450
英宗	天顺	丁丑	1457
宪宗	成化	乙酉	1468
孝宗	弘治	戊申	1488
武宗	正德	丙寅	1506
世宗	嘉靖	壬午	1522
穆宗	隆庆	丁卯	1567
神宗	万历	癸酉	1573
光宗	泰昌	庚申	1620
熹宗	天启	辛酉	1621
思宗	崇祯	戊辰	1628

表 4-7　清代中西历转换表

帝　号	年号	干支	公元
太祖	天命	丙辰	1616
太宗	天聪	丁卯	1627
	崇德	丙子	1636
世祖	顺治	甲申	1644
圣祖	康熙	壬寅	1662
世宗	雍正	癸卯	1723
高宗	乾隆	丙辰	1736
仁宗	嘉庆	丙辰	1796
宣宗	道光	辛巳	1821
文宗	咸丰	辛亥	1851
穆宗	同治	壬戌	1862
德宗	光绪	乙亥	1875
溥仪	宣统	己酉	1909
民国		壬子	1912

这样，我们便可以推算明清两代历史地震的年代了。例如：上述吕马地震是道光壬辰年，道光元年是辛巳年，查干支表壬辰在辛巳后十一年，又道光元年为1821年，故道光壬辰为1832年。

干支纪月：除王莽在位的几年外，通常月干随年干而变；如下表所示：当每年的年干支第一个字(即年干)为甲或己时，当年一

表4-8 月干随年干变化表

年干	甲	乙	丙	丁	戊
	己	庚	辛	壬	癸
一月份干支	乙丑	丁丑	己丑	辛丑	癸丑

月份干支为乙丑，其余月份按干支表类推。当年干为乙或庚时，一月份月干支为丁丑等等。

干支纪日，工作中常用，但目前尚无简便的换算方法，只好查中西历对照表。

此外，关于时间的考证要说明的还有如下几点。有的年号容易写错，如嘉靖、嘉庆、隆庆等。历代将一天分作子、丑、寅、卯……十二时辰，有时错一个时辰是常事。再则，我国地方很大，解放以前我国分为四个时区，即长白、沿海、陇蜀、新疆四时区，每一相邻时区相差一小时，抗日战争时期又多以陇蜀时间为准，不同时区记载的地震，时间自然不同。

地名的考证

我们中国的城市有的曾多次迁移，有的城市搬迁的原因就是因为地震破坏；如公元180年秋甘肃表氏地震即是一例。有的城市则可能更改过几次名称。有的则同时有几个名称。有的，则是同一时代几个地方有相同的名称。有时，这一地方的名称又给另一地方用了。

此外，有时还将时间误认为地方名称。如“×年×月朔晋州地震”。这是说初一那一天晋州地震，但山西朔州被误解为“×年×月朔、晋二州地震”。

第六节　宏观地震资料的整理

整理宏观地震资料其目的有二。一是总结地震预报中的经验(这部分将在地震预报一章中谈)，二是求得地震的基本参数。自然，从工程的角度出发还有其它各种目的。现在我们重点谈一谈关于地震基本参数的求法。

地震等震线图的编制　选择适当比例尺的地图，在图上标出已调查过的居民点的位置，并注明在该次地震时各居民点的相应烈度。然后按“各地震等震线是等烈度值地区的外包线”的原则勾划出各度等震线来。

震中位置的确定　震中就是震源在地面上的投影。但宏观地震学和微观地震学所说的震源其含义是不同的。仪器的，即微观的方法通常是根据最先到达地震台的地震波的到时或振幅以测定震源位置，因而微观方法所指的震源是首先发出地震波的地方。而宏观的震源则是指大量释放地震能量的区域。由于地震烈度由近而远逐渐减弱，故通常最内圈等震线所包括的地区即是震中区，也即是极震区，最内圈等震线的几何中心就是宏观震中。

震源深度的确定　测定震源深度的宏观方法很多，今只叙述较常用的几种。

柯维斯里格梯和喀斯曼方法：

坎坎尼烈度表，按照柯维斯里格梯的计算，可用下面的经验关系来表示：

$$I=3.015\log_{10}a+2.784 \qquad (4\text{-}10)$$

式中 I 为地震烈度，加速度 a 的单位为厘米/秒^2。这一公式称为坎坎尼定律。它近似地可简化为：

$$I=3\log\frac{40}{3}a \qquad (4\text{-}11)$$

喀斯曼假定

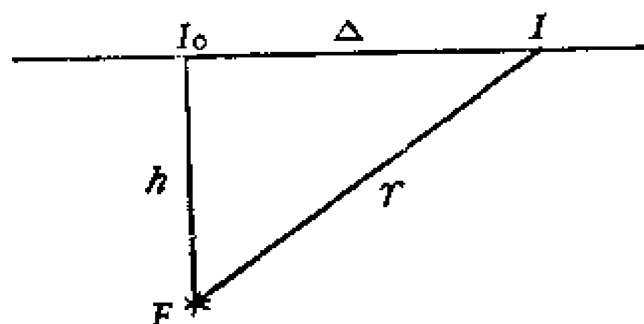


图 4-2

$$a \propto \frac{1}{r}$$

r 为震源距离(图 4-2),故有

$$\frac{a_0}{a}=\frac{r}{h}$$

式中 h 为震源深度,若地震波在传播过程中介质有吸收,吸收常数为 α,则有

$$\frac{a_0}{a}=\frac{r}{h}e^{\alpha(r-h)} \tag{4-12}$$

将(4-11)代入(4-12),以 $r^2=h^2+\varDelta^2$、$\varDelta$为加速度是 a(或者说烈度为 I)处的震中距离,并令 $M=\log_{10}e=0.43$,则(4-12)式化为

$$\frac{I_0-I}{3}=\log_{10}\sqrt{1+\left(\frac{\varDelta}{h}\right)^2}+M\alpha h\left(\sqrt{1+\left(\frac{\varDelta}{h}\right)^2}-1\right) \tag{4-13}$$

此式称为喀斯曼公式。式中 α 可由已知深度的地震来确定。如阿尔卑斯山地带喀斯曼取 $M\alpha=0.06$。在这里 α 为常数与事实不甚符合,因为在不同的地区不同深度情况下,α 不可能是一常数。

古登堡与李希特的方法:

他们由直接的调查和强震仪的记录得到

$$\log_{10}a=\frac{I}{3}-\frac{1}{2} \tag{4-14}$$

又由地震记录分析,并假定最大振幅是简谐的,得到以下的关系

$$\frac{ar^2}{h}=C\sqrt{E}$$

E 为地震能量,C 为一常数。由以上两式合并后,得

$$\frac{I}{3}+2\log_{10}r=常数$$

选择两条等震线,便有

$$I_1 - I_2 = 6\log_{10}\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \tag{4-15}$$

设 $I_1 = I_o$、$I_2 = I$，于是 $r_1 = h$、$r_2 = r$ 即得

$$I_o - I = 6\log_{10}\frac{r}{h} \tag{4-16}$$

或记为

$$I_o - I = 6\log_{10}\sqrt{\left(\frac{\varDelta}{h}\right)^2 + 1} \tag{4-17}$$

如此，便可以根据震中烈度 I_o 及某一条等震线的烈度 I 及共相应的震中距离$\varDelta$求得震源深度 h。

马德里的方法：

由
$$I = f(r) = f(\sqrt{\varDelta^2 + h^2}) \tag{4-18}$$

若$\varDelta \gg h$，则

$$I = f(\sqrt{\varDelta^2 + h^2}) \to f(\varDelta) \tag{4-19}$$

先按观测的结果作 $I = I(\varDelta)$的曲线（图4-3），则由上面的分析可知，若这曲线渐近于一条直线。作出这条曲线的渐近线，设它与$I = I_o$交于 P 点，则由

$$I_o = f(h) \tag{4-20}$$

可知，P 点对应的数值就是所求的 h 值。这一方法也是一个简单易行的好方法。

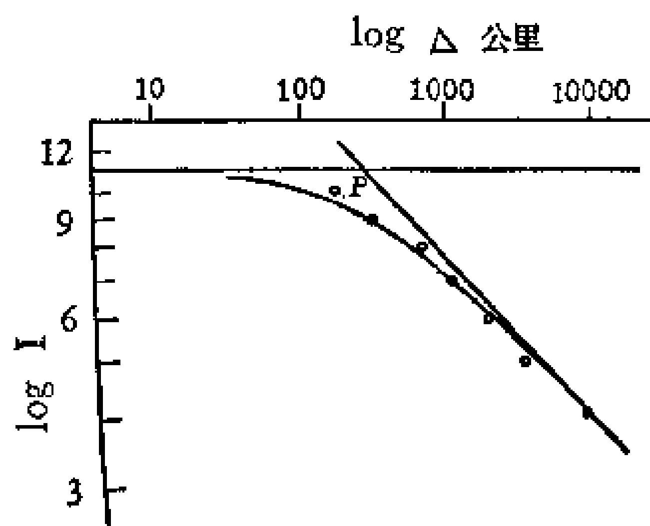


图 4-3

我们的方法：

在利用宏观方法求震源深度的公式中，许多公式都有共同的形式，可以概括为

$$I = -2S\log_{10} r + q \qquad (4-21)$$

式中 S、q 为常数。采用两条等震线便有

$$I_1 - I_2 = 2S\log_{10}\frac{r_2}{r_1} \qquad (4-22)$$

或

$$I_0 - I = 2S\log_{10}\frac{r}{h} \qquad (4-23)$$

$$h = \frac{\Delta_I}{\sqrt{10^{(I_0 - I)/S} - 1}} \qquad (4-24)$$

对同一地震使用许多条等震线，用最小二乘法可同时求出 h 和 S 来。但宏观方法是比较粗略的，化费过多的计算没有必要。为此，我们提出用量版来代替复杂的最小二乘法计算，使得 S 和 h 的计算，在所允许的误差范围内变得简捷易行了。

将(4-24)式取对数，则得

$$\log h = \log \Delta_i - \frac{1}{2}\log[10^{(I_0 - I_i)/S} - 1] \qquad (4-25)$$

式中 Δ_i 是烈度为 I_i 的等震线的半径。显然，对于同一次地震来讲，无论用那一条等震线来测定震源深度，其结果都应当一致。亦即从(4-25)式来看各等震线半径的对数值与(4-25)式第二项函数 $\frac{1}{2}\log[10^{(I_0 - I_i)/S} - 1]$之差是一常数；这一常数即是 $\log h$。自然，这句话只有当参变数 S 所取的数值恰当时才是正确的。

取函数$\frac{1}{2}\log[10^{(I_0 - I_i)/S} - 1]$，令 $S = 1.5$，2，…… 则可以 $x = I_0 - I_i$，$y = \frac{1}{2}\log[10^{(I_0 - I_i)/S} - 1]$绘成一组曲线，此即量版底图(见图4-4)。令于底图上置一透明纸，绘上与底图重合的纵横坐标轴；根据许多等震线的数据(自然是同一次地震的数据)$x = I_0 -$

$I_i, y=\log\Delta_i$，那末在透明纸上就可得到一列点。由于（4-25）式右端两项的差是一常数，可见函数 $\log\Delta_i$ 与 S 选择适当时的函数 $\frac{1}{2}\log[10^{(I_o-I_i)/S}-1]$是平行的；所以令透明纸沿纵坐标移动时，点列便与某一曲线重合，此时，透明纸上的横坐标与底图上的横坐标间的距离即为$\log h$。量版就是这样制成的(图 4-4）。下面谈谈使用量版的操作方法。

已知 Δ_i、I_o-I_i，测定震源深度 h 和烈度递减系数 S，将透明纸置于量版底图上，并使透明纸上的坐标轴重合于底图上的坐标轴。按照实验数据(I_o-I_i，$\log\Delta_i$) 在透明纸上得到一列点，由于量版底图是半对数坐标，求得点列的位置是很容易的。然后使透明纸沿着纵坐标相对于底图移动，直至透明纸上的点列与底图上的某一条曲线重合到最好时为止(也可以在各曲线间进行内插)。此时，即可从该曲线上读出 S 系数值，而从底图上，透明纸横坐标于底图左侧 h 标尺上所在的位置处直接读出深度 h 的数值来。如此，则同时测定了S 和 h 的数值。

校正 I_o：有时震中烈度 I_o不够可靠。则当我们令透明纸沿纵坐标移动时，没有一条曲线能与透明纸上的点列重合；此时可使透明纸沿横坐标移动，则震中烈度应作相应的变动(左移时震中烈度降低，右移则升高)。深度 h 和系数S的读法同前。

无震中烈度 I_o时，求 h 和S的方法，设对某次地震有一列等震线平均半径。然后估计一个 I_o值。再按纵横坐标平移，其他操作手续和读数方法均同前。注意：当Δ和 h 标尺同乘以常数 k时量版的用法依旧。按照这种方法同时测定深度 h 和系数 S 的数值是很简便的。应当指出：量版是在假定震源为点源、介质是均匀的情况下作出的。

地震强度的确定　在宏观方法中，通常我们是根据某次地震的震中烈度 I_o 和震源深度 h 来确定表示地震强度的地震震级M。有许多人给出过一些经验关系式。我们在研究中国地震时曾给出

$$M = 0.68 I_0 + 1.39 \log h - 1.40 \tag{4-26}$$

式中 h 以公里计。

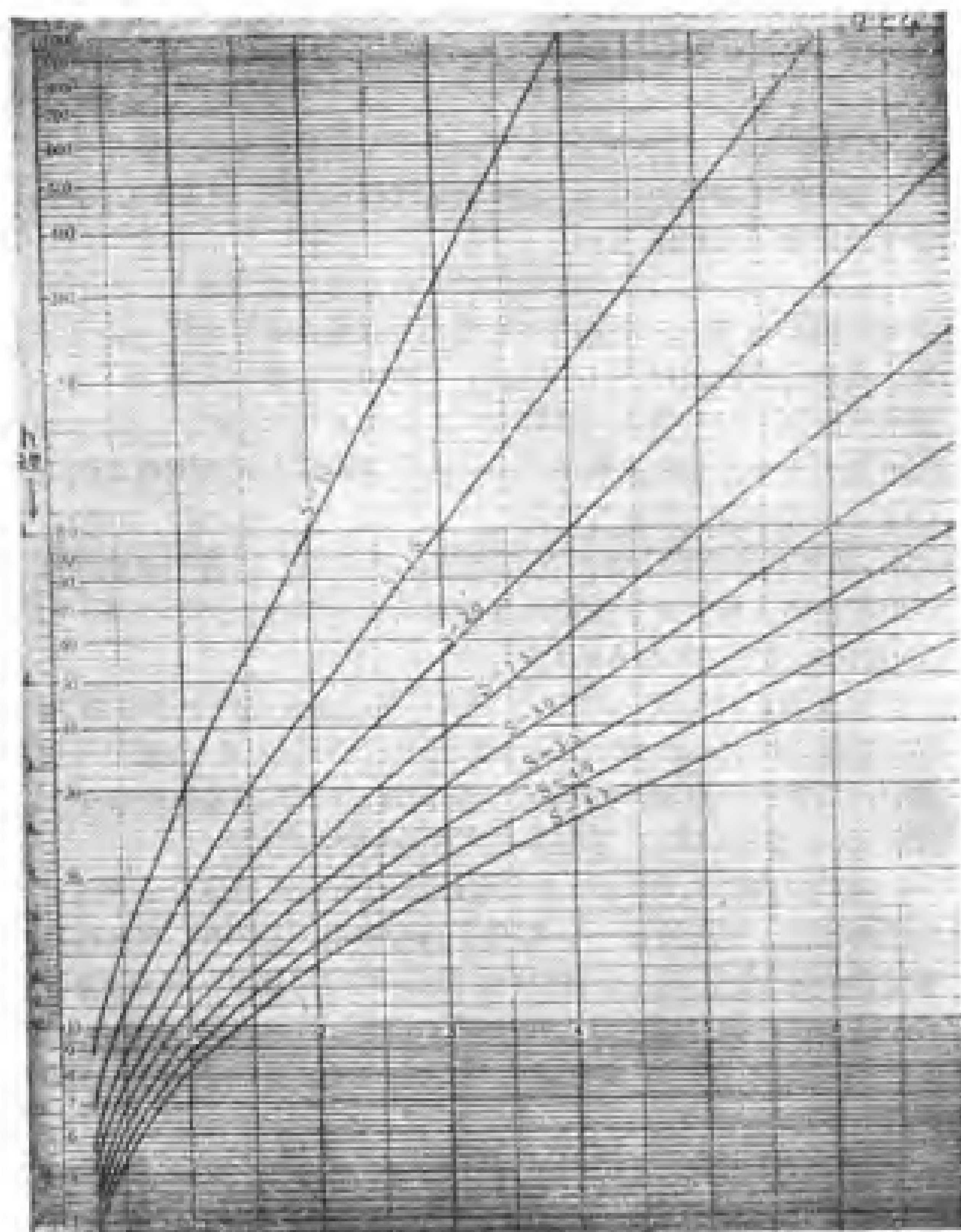


图 4-4　测定震源深度的量版

苏联舍巴林认为地震震中烈度还受到低速层的影响，对于低速层上和低速层下的震源分别给出相应的经验关系式为

$$I_o = 1.5M - 3.5\log h + 3.0 \qquad h < 80\text{公里} \tag{4-27}$$

$$I_o = 1.5M - 3.4\log h + 5.4 \qquad h > 80\text{公里} \tag{4-28}$$

地震与断层　根据戴维生的研究，极震区等震线长轴的方位平行于震源断层的走向，而等震线较稀疏的一边是该断层的倾向，图 4-5 中所示等震线所相应的震源断层的走向为西北-东南，而其倾向则为东北。

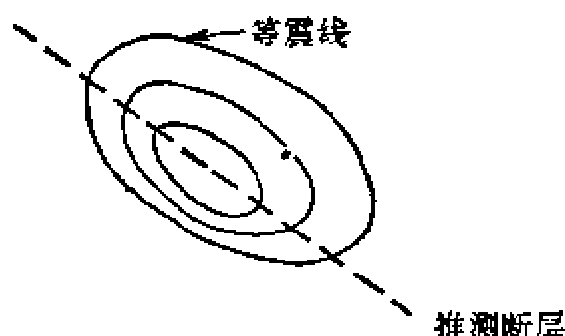


图 4-5

舍巴林曾经给出断层长度 L（以公里计）与震级 M 的经验关系式

$$\log L = 0.55M - 2.0 \tag{4-29}$$

托赫尔（D. Tocher）亦曾经求得断裂在地表的延伸长度 l 与震级 M 的关系

$$M = 5.65 + 0.98\log l \tag{4-30}$$

亦求得了 M、l 以及断裂两侧的相对最大位移 D 的经验关系

$$M = 5.22 + 0.53\log lD \tag{4-31}$$

以上两式中 l 以公里计、D 以厘米计。

金齐玉（Chi-yu King）等，在研究了世界上 40 多个 5.5—8.5 级的地震以后，求得了断层长度 L、位移 D（长度单位均为厘米计）的经验关系

$$\log LD^2 = 2.24M - 4.99 \tag{4-32}$$

像以上这样的经验公式是很多的，今只选几个，以供参考。

第五章　地震基本参数的测定

第一节　震源及基本震相

发生地震的地方常常并不是一个点，而是有一定范围的。但我们在测定地震发生的位置时，却常常把地震发生的地方看作一个点，称为点源。这是为什么呢？

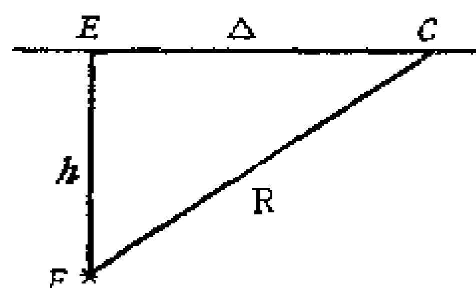


图 5-1

图 5-1 所示 F 为地震震源，h 为震源深度，E 是震源 F 在地面 AB 上的投影——震中，C 为观测台站所在的位置，距离 $\overline{EC}$ 称为震中距离 Δ，R 称为震源距离。我们知道，当地震发生时，自 F 点发出纵波（常以 P 表示）和横波（常以 S 表示），假如介质是完全均匀的，它们沿直线到达观测点 C。本来纵波和横波是同时从震源 F 发出的，但由于纵波的传播速度大于横波的速度，因而纵波 P 首先到达观测点，横波 S 随后到达；随着时间的往后推移，震源距离和震中距离也越来越大，纵横波到达观测点的时间差也逐渐增大。反之，若已知纵横波到达观测点的时间差，便可知道地震的震源距离或震中距离，如果有四个以上地震台都记录到纵、横波，便可根据几个台的纵、横波到时差测定震源的位置。有时也只用纵波在几个地震台上的到时差测定震源位置。如果震源很大，陆续发出纵波和横波，但后发出的地震波常常被先发出的地震波所干扰而不能分辨，因而我们总是采用最初到达的纵波和横波来测定震源的位置。

地震波传播的途径我们叫作地震射线，当地震纵波传到某处时，该处的质点便发生震动，震动的方向或者与射线的方向相同或

者与射线的方向相反（图5-2(a)）；当横波S传到某处时，该处的质点震动方向是垂直于地震射线的（如图 5-2(b)），但却不一定是在

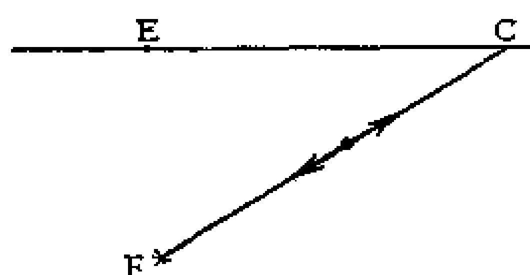


图 5-2(a) P波到达时质点震动方向

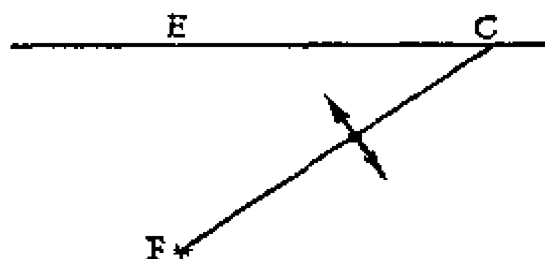


图 5-2(b)S波到达时质点震动方向

EFC 三点所在的平面内震动。由此我们得到纵波的震动特点是其垂直分量向上时，水平分量所指的方向与震中所在位置相反；当垂直分量向下时，水平分量所指的方向即是震中所在的方向。当我们已知一个台的P波震动方向时，便可知道震中的方向，当已知两个以上台的P波震动方向时便可确定震中的位置了。

无论我们根据地震波的到达时间，还是根据地震波的震动方向来测定震源及震中位置，我们常常采用最先到达的地震波，因而所确定的震源是最先发出地震波的地方。显然这并不是整个震源区域。

上面我们所谈到的纵波P和横波S是两种最基本的地震波。当纵波P和横波S投射到地面时，便激发出沿地面传播的瑞雷波R和勒夫波Q，这是两种面波；当R波传播到某处时，该处的质点作椭圆运动，质点运动的轨迹，是向震中逆进的椭圆（图 5-3）；当Q波传到某处时，该处质点在地平面内作垂直于传播方向的震动。根据R和Q波的特点亦可测定震中位置，但不常用。R和Q波也是比较基本的地震波。R和Q波的强度在地球表面最强，越往地下深处则迅速减弱。

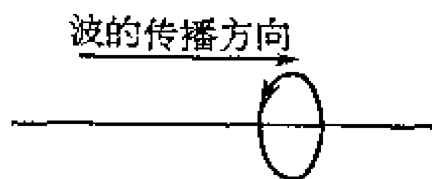


图 5-3　R波到达时，质点震动的轨迹

在地震图上，我们把各种地震波最初到达地震台的波相称为

震相，以 P、S ……等符号分别代表纵波、横波等震相。

第二节　近地震的时距曲线

1909年莫霍洛维奇根据地震资料，指出地面下存在一个分界面，在该界面处地震波速度发生不连续变化，称为莫霍面。就全球范围来说，从地表至这个界面的厚度，平均约为 33 公里，这就是我们所说的地壳。当然，世界上有的地方地壳较厚，如我国的西藏厚度可达七、八十公里；有的地方则较薄，如太平洋的一些地区的海底地壳只有五到十公里。以后康拉德又发现地壳内还存在另一个分界面，在该处地震波速亦不连续，于是把地壳分为上层和下层。由于地震波在上层传播的速度接近于在相当压力下花岗岩内地震波传播的速度，故上层又称花岗岩层，同理，下层又称玄武岩层。因为花岗岩的主要成分是硅与铝，玄武岩的主要成分是硅与镁，故上层又称硅铝层，下层又称硅镁层。若干研究表明地壳底面在全世界具有普遍意义，即是说在世界各地都存在这一个界面。关于康拉德界面是否世界各地都有呢？在经过详细研究的一些地区并不都存在；在这一章里我们暂时还把地壳看作有上下两层的构造。

在近地震的情况下，研究的范围只有几百公里时，我们近似地把地面看作平面，且初步认为地壳的上层和下层以及地壳以下不深的区域内地震波传播的速度在各层中虽然不同，但在每一层中的传播速度却是常数。现在我们讨论当地震发生在地壳上层时，地震波的时距曲线。

设地震发生在花岗岩层内（图5-1）其深度为 h，地震纵波 P 以速度 V_{P_1} 传播，自震源 F 至观测站 C 所需要的时间是：

$$t_{\bar{P}} = T_{\bar{P}} - T_0 = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{V_{P_1}} \qquad (5\text{-}1)$$

式中 $T_{\bar{P}}$ 是在地壳上层内传播的纵波到达地震台的时间，又称到

时；T_o是发生地震的时间，又称为发震时刻。(5-1)式为一双曲线方程式，其图形如图(5-4)。同样，对于横波也有类似的公式

$$t_{\bar{S}} = T_{\bar{S}} - T_o = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{V_{S_1}} \quad (5\text{-}2)$$

图 5-4 中的虚线便是它的示意图。上述曲线我们称为时距曲线。以后，我们分别把在地壳上层内传播的纵波叫作直达纵波$\bar{P}$，横波叫做直达横波$\bar{S}$。

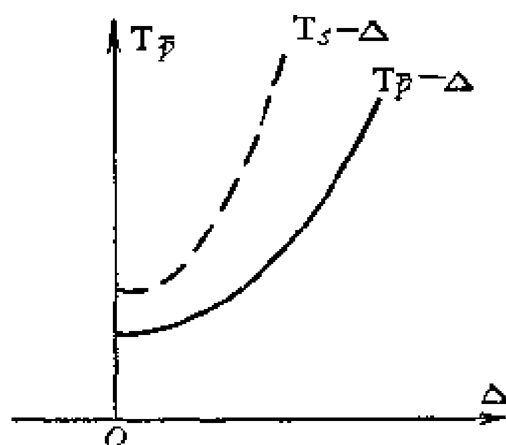


图 5-4　直达波时距曲线

当地震发生在地壳上层时，在地震台上不仅观测到直达波，而且还可能有沿着康拉德界而上传来的波，其传播途径如图 5-5所示。地震波从震源F出发，经过a、b两点传到观测点C，其所需要的时间为t，

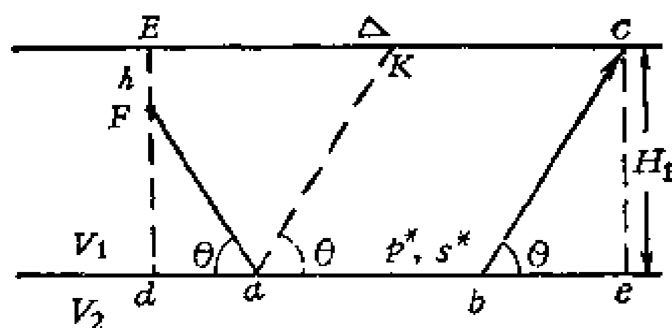


图 5-5

$$t = t_1 + t_2 + t_3$$

$$t_1 = t_{Fa} \qquad t_2 = t_{ab} \qquad t_3 = t_{bc}$$

由图上可以看出$V_1 t_1 \sin\theta = H_1 - h$，$V_1 t_3 \sin\theta = H_1$，$H_1$为地壳上层厚度，于是有

$$t_1 = \frac{H_1 - h}{V_1 \sin\theta} \qquad\qquad t_3 = \frac{H_1}{V_1 \sin\theta}$$

而t_2则是地震波以速度V_2传播时自a至b所需时间，即

$$t_2 = \frac{\overline{ab}}{V_2} = \frac{\Delta - \overline{da} - \overline{be}}{V_2}$$

$$\overline{da} = V_1 t_1 \cos\theta \qquad \overline{be} = H_1 \cot\theta$$

于是有

$$t=\frac{H_1-h}{V_1\sin\theta}+\frac{\Delta}{V_2}-\frac{1}{V_2}(t_1V_1\cos\theta+H_1\cot\theta)$$

$$+\frac{H_1}{V_1\sin\theta} \tag{5-3}$$

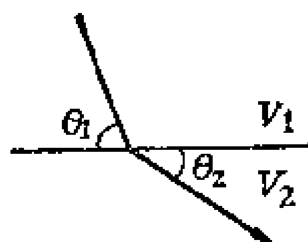


图 5-6　波的折射

我们知道，当波束投射到界面上产生折射时，应满足折射定律（参见图 5-6）

$$\frac{\cos\theta_1}{V_1}=\frac{\cos\theta_2}{V_2}$$

显然，当 $\theta_2=0°$ 时，地震波则沿界面滑行，折射定律化为

$$\cos\theta_1=\frac{V_1}{V_2}$$

这正是我们上面讨论的情况，将 $\cos\theta=\frac{V_1}{V_2}$（取消脚码 1）代入(5-3)式，便有

$$t=\frac{2H_1-h}{V_1}\sin\theta+\frac{\Delta}{V_2} \tag{5-4}$$

或记为

$$t=(2H_1-h)\sqrt{\frac{1}{V_1^2}-\frac{1}{V_2^2}}+\frac{\Delta}{V_2} \tag{5-5}$$

式(5-4)和(5-5)对纵波和横波都是适合的，对于纵波 V_1 和 V_2则表示其在上层和下层的速度，对于横波也是一样。应该说我们上面的证明是不够严格的。式(5-4)或(5-5)为一直线方程式，右端第一项为常数。其时距曲线如图 5-7 所示。从图 5-5 上我们可以看出在离震中 E 较近的 $\overline{EK}$ 地段上，不会出现沿界面滑行来的波。但却有从界面 $\overline{da}$段上反射来的波，这种反射波因不常用便从略了。上述沿界面滑行的波我们分别记为首

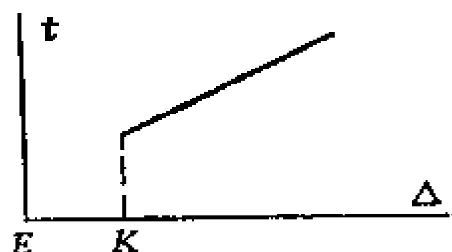


图 5-7

波P^*和S^*。

当震源发生在地壳上层时（图5-8），我们除了观测到直达纵波和横波以及首波P^*、S^*外，还可观测到沿莫霍界面传来的首波P_n、S_n，由类似的证明可以求得P_n、S_n的方程为

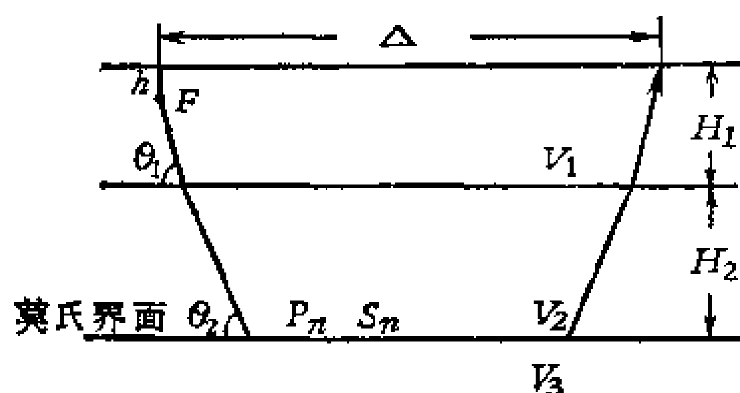


图 5-8

$$t_n = \frac{(2H_1 - h)\sin\theta_1}{V_1} + \frac{2H_2\sin\theta_2}{V_2} + \frac{\Delta}{V_3} \tag{5-6}$$

式中H_1、H_2分别为地壳上层和下层的厚度，而

$$\sin\theta_1 = \sqrt{1-\left(\frac{V_1}{V_3}\right)^2},\ \sin\theta_2 = \sqrt{1-\left(\frac{V_2}{V_3}\right)^2}。$$

综上所述，当地震发生在花岗岩层内时，常常可以观测到直达波$\overline{P}$、$\overline{S}$以及首波P^*、S^*、P_n、S_n。图 5-9 是根据杰弗瑞斯-布伦所给出的震源在地面时各种地震波的走时表（简称 J-B 表）作出的近震时距曲线。图中纵坐标是时间、以分计，横坐标是震中距，以弧度计（弧度1°＝111公里）。

J-B 表是经常使用的走时表，包括近震和远震的走时表，特别是远震走时表为许多国家所采用，他们是根据地球的平均状况作出的表。在本章的后面，摘引一部分 J-B 表供参考使用。

现在讨论地震发生在玄武岩层内以及地壳下的情况。

若震源在玄武岩层内时，可观测到地震波P_*、S_*、P_n、S_n，其传播路径如图 5-10 所示，相应的地震波P_*、S_*的走时为

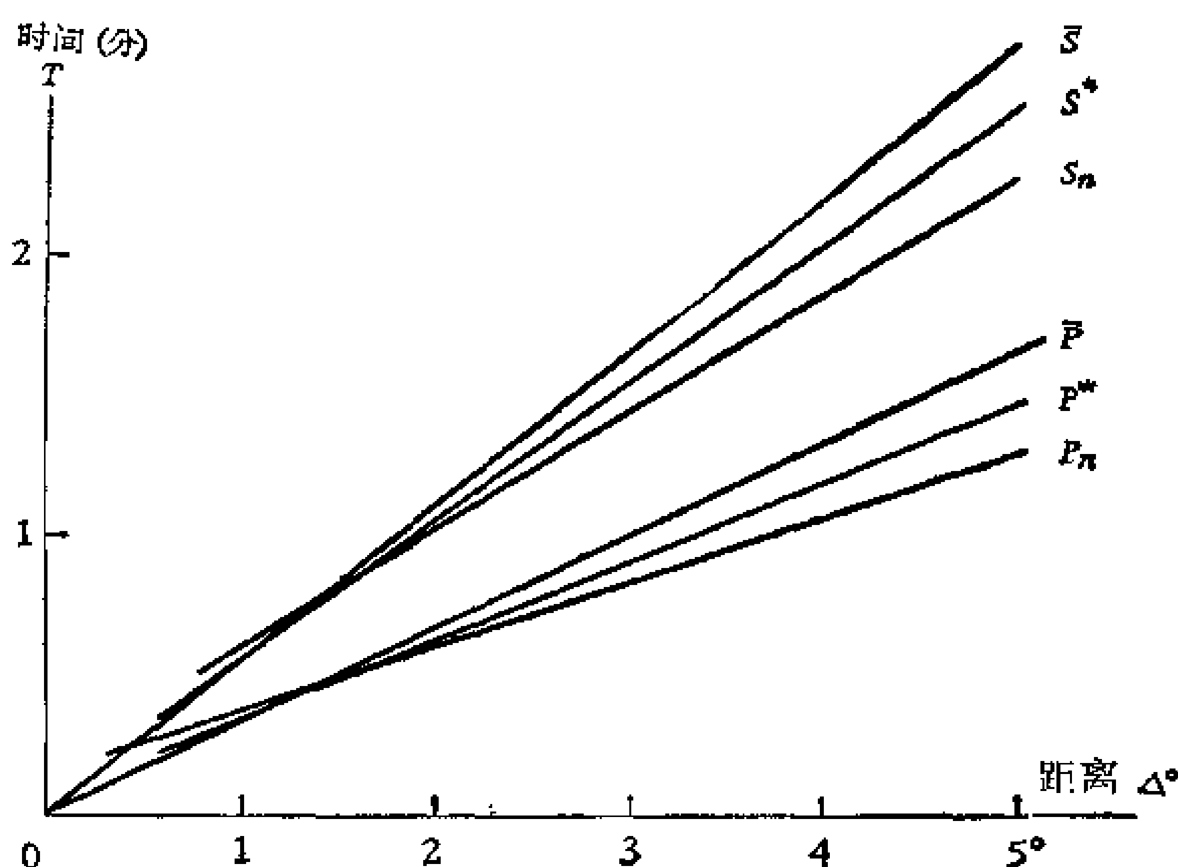


图 5-9 震源在地面时各种波的时距曲线

$$t_* = \frac{h-H_1}{V_2\sin\theta_2} + \frac{H_1}{V_1\sin\theta_1} \tag{5-7}$$

$$\Delta = (h-H_1)\cot\theta_2 + H_1\cot\theta_1$$

$$\frac{\cos\theta_2}{\cos\theta_1} = \frac{V_2}{V_1}$$

(5-7)式对 P_*、S_* 都适合，若 t_* 表示 P_* 的走时，则式中的 V_1、V_2 则为 P_* 波在花岗岩层及玄武岩层内的速度；若 t_* 表示 S_* 的走时，则 V_1、V_2 为 S_* 波在花岗岩层及玄武岩层内的速度（以后我们还要用一个式子表示两种波的走时，便不一一解释了）。对于相应的 P_n、S_n波，引用与前面相同的证明可得到

$$t_n = \frac{H\sin\theta_1}{V_1} + \frac{2H_2+H_1-h}{V_2}\sin\theta_3 + \frac{\Delta}{V_3} \tag{5-8}$$

(5-8)式对 P_n、S_n 均适用。

若震源在地壳以下，通常我们只观测到纵波 P 和横波 S 两种波。相应的时距曲线方程较繁，且不常用。通常在这种情况下，工作时参考有关的走时表。例如 J-B 走时表。

下面我们根据(5-1)—(5-8)式讨论震源深度在各层内发生变化时，时距曲线的变化以及各种震相出现的情况。

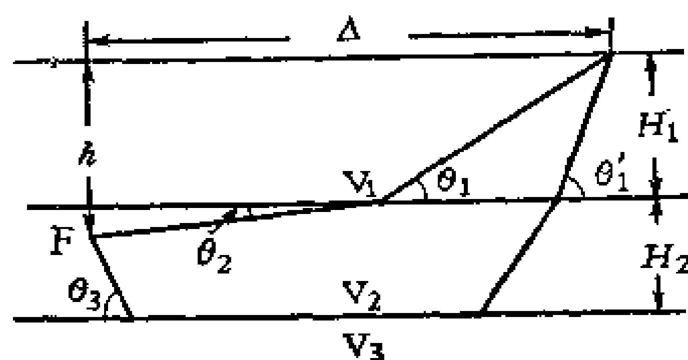


图 5-10 震源在玄武岩层内时地震波的传播

若震源在地球表面，式(5-1)和(5-2)因 $h=0$ 而简化为直线方程，而且直线通过坐标原点，如图 5-9 中 $\bar{P}$、$\bar{S}$。对于 P^*、S^*、P_n、S_n 来讲，若震中距 $\varDelta$ 不变，则震源愈浅时地震波所走的时间愈长，因为(5-5)(5-6)中不再减去 h。但对 $\bar{P}$、$\bar{S}$ 波震源愈浅则走时愈短。在震中附近出现直达波 $\bar{P}$、$\bar{S}$，其他的波不出现，如图 5-11 所示。

当震中距离逐渐增大时 P^* 波比 $\bar{P}$ 先到，S^*比 $\bar{S}$先到；当震中距继续增大时，首先到达观测点的便是 P_n 和 S_n 波了(图 5-12)。从多大距离开始 P^*、P_n、S^*、S_n 先到呢？若在某距离上 P^* 波开始比 $\bar{P}$ 先到，也就是说在该距离上 P^* 和 $\bar{P}$ 同时到达，即 P^*和 $\bar{P}$ 的走时相等，这时(5-1)式与(5-5)式的两端均分别相等，由右端相等可解出

$$\frac{\sqrt{\varDelta^2+h^2}}{V_1}=(2H-h)\sqrt{\frac{1}{V_1^2}-\frac{1}{V_2^2}}+\frac{\varDelta}{V_2}$$

一般因地壳上层 H_1 的厚度不大，h 总是小于 H_1，常常都能满足 $\bar{P}$、P^* 同时出现的震中距 $\varDelta \gg h$；于是上式化为

$$\varDelta \approx (2H_1-h)\sqrt{\frac{V_2+V_1}{V_2-V_1}} \qquad (5\text{-}9)$$

数学的推导并不能给我们一个直观的形象，为了清楚起见，兹举一

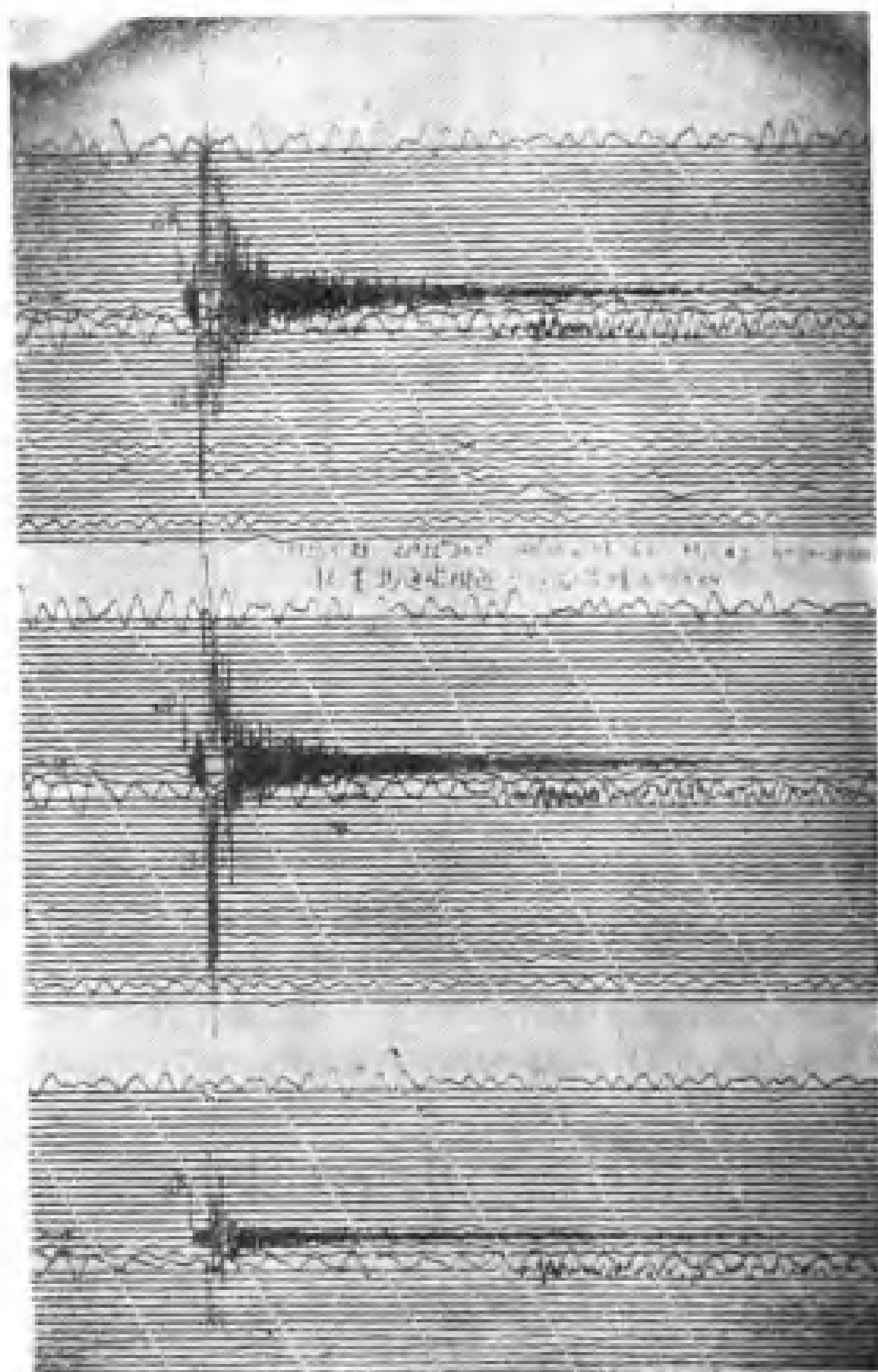


图5-11　1972年3月25日白家疃地震台记录
震中距 $\Delta=58$ 公里的地震图

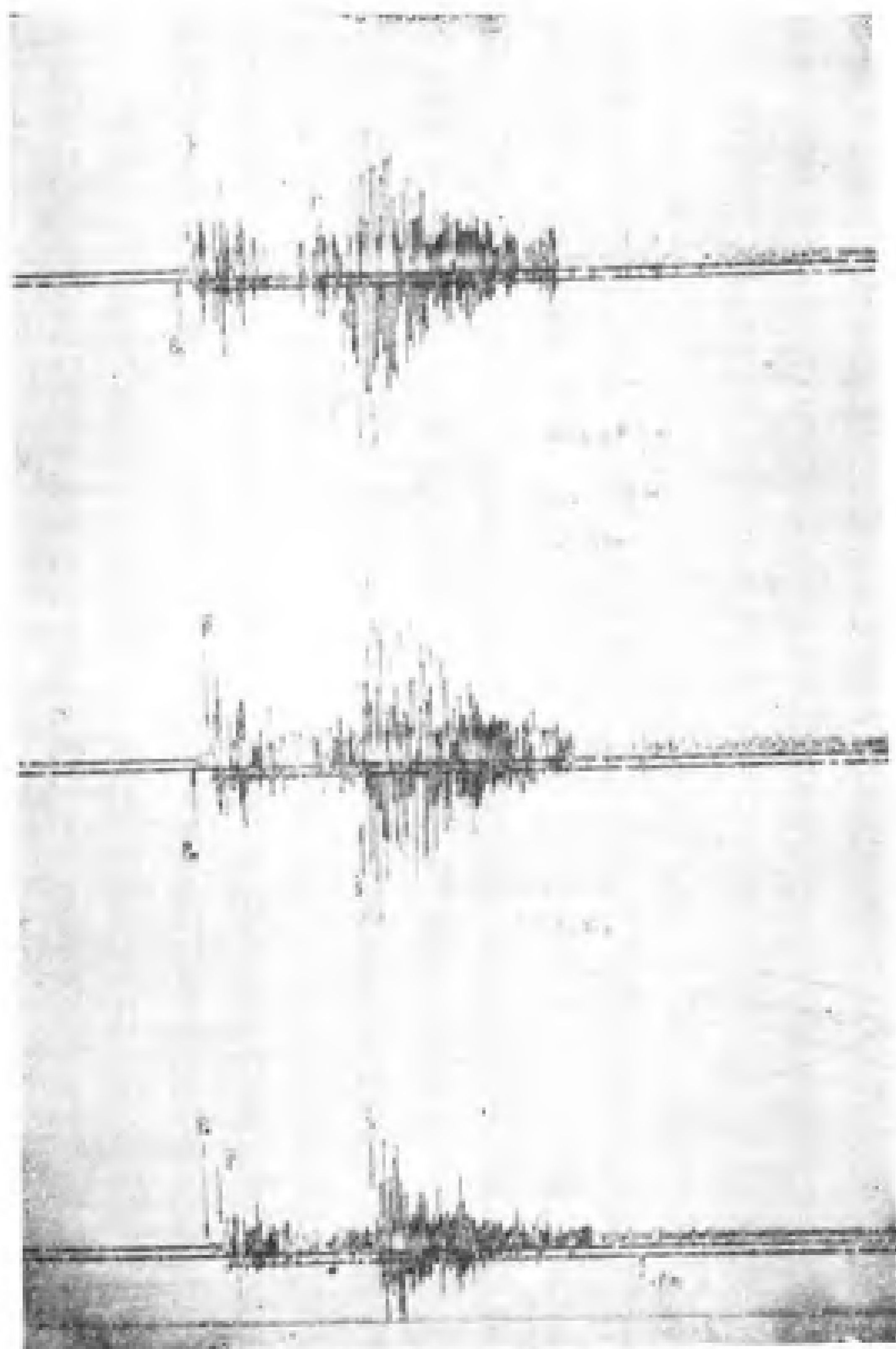


图5-12　1969年4月24日北京白家疃地震台记录$\Delta=258$公里的地震图

例：据 J-B 表(见本章末)$\overline{P}$和 P^* 在花岗岩层内的传播速度分别为 $V_{\overline{P}}=5.57$、$V_{P^*}=6.50$，即 $V_1=5.57$、$V_2=6.50$，并设 $H_1=15$ 公里、$h=0$，代入(5-9)式得 $\Delta=108$ 公里。也就是说从$\Delta=108$ 公里开始，在更大的震中距离首波 P^*是地震台上首先到达的纵波。对于横波 S^* 开始首先到达的距离 Δ，可用同样的方法计算，相应的 $V_1=V_{\overline{S}}=3.36$、$V_2=V_{S^*}=3.74$，$\Delta\approx130$ 公里。即是说 S^* 在大约$\Delta=130$ 公里处将超过 $\overline{S}$ 而先到达。我们的计算只是一个近似的计算，按 J-B 表(设地壳厚度为 33 公里) P^* 在 108 公里的地方超过$\overline{P}$、S^* 在 130 公里处超过 $\overline{S}$ 而先到达。同样可以联立解方程 (5-5)(5-6)，从而求得 P_n 和 S_n 开始超过 P^*、S^* 的距离，但计算缺乏更多的实际意义，因为 P_n、S_n 从多少距离开始决定于该波在各层内的传播速度和地壳各层的厚度以及震源深度等因素，对于任何研究区域，不可能事先给出这些数值，即使是我们给出一些数据大家亦不能使用。为了给同志们一个定性的概念，引用 J-B 表的结果，该表指出在$\Delta=160$ 公里处 P_n 赶上 P^* 而首先到达观测点。在$\Delta=176$公里处 S_n赶上 S^*而首先到达观测点。当震中距更大时，始终是 P_n 和 S_n 首先到达观测点，在地震图上各波的先后到达顺序是 P_n、P^*、$\overline{P}$、S_n、S^*、$\overline{S}$。

当观测点很远时，地球的表面不能再看作平面，而必须考虑它的球面性质，随之亦必须考虑地壳的弯曲(图 5-13)。由于地壳底的弯曲首先截断了直达波的通路，于是直达波 $\overline{P}$、$\overline{S}$ 也就消失了。随后 P^*、S^*也消失了。由于地壳下面愈深的地方，地震波传播速度愈大，而各种地震波按照费尔马原理，它们所走的路径是时间最短的路径；故地震波通过速度更高的深处而到达地震台，这样传来的波便是 P、S，P_n、S_n 也就为 P、S 所代替了。

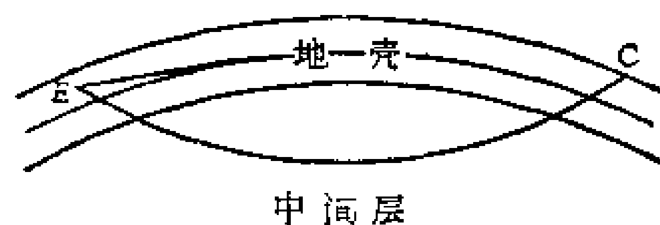


图 5-13 较大震中距离时，地球的弯曲对地震波传播路径的影响

第三节　观测到的远震震相

首先，我们简单地了解一下，关于地球的内部构造。到目前为止关于地球内部构造的研究，主要是地震学研究的结果。地震学的研究表明，在地下平均约33公里深处，地震波速度突然增加，形成地震波速随深度的不连续变化，因而推定33公里深处存在一间断面，即地壳底部。在2900公里的深度上地震纵波的速度从13.64公里/秒往更深的地方突然降为8.1公里/秒，形成第二个间断面，而且，没有观测到通过2900公里以下传来的横波，由于横波不能在液体中传播故推断该间断面以下物质是液态的。自地壳底直至2900公里深处的这一层，人们称作地幔；地幔以下称为地核（外核和内核）。图5-14所示为地震纵横波速度随深度变化的情况。

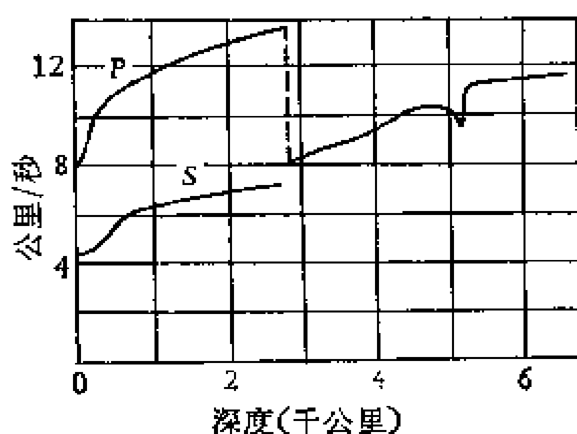


图 5-14　纵横波速度随深度分布

在震中距离约大于1000公里的地方观测到的地震称为远震。在这样远的地方所观测到的地震波是通过地下深处到达地震台的，这时，直达波 $\overline{P}$ 和 $\overline{S}$ 以及 P^*、S^* 均已不见。图5-15中绘出震中距小于105°时通常观测到的一些地震波。当地震波（无论纵波或横波）投射到地球内部的任何间断面上时，均在界面处产生反射横波、反射纵波以及折射横波、折射纵波；他们分别遵从物理学上的反射定律和折射定律。没有经过反射或折射到达地震台的波称为纵波 P、横波 S，在地面经一次反射而到达地震台的称 PP、SS，在地面经两次反射而到达地震台的称 PPP、SSS，如此等等。PS 表示纵波在地面处经反射转变为横波而到达地震台的波，SP 则表示自震源发出是横波反射后转变为纵波，其他在地面反射二次

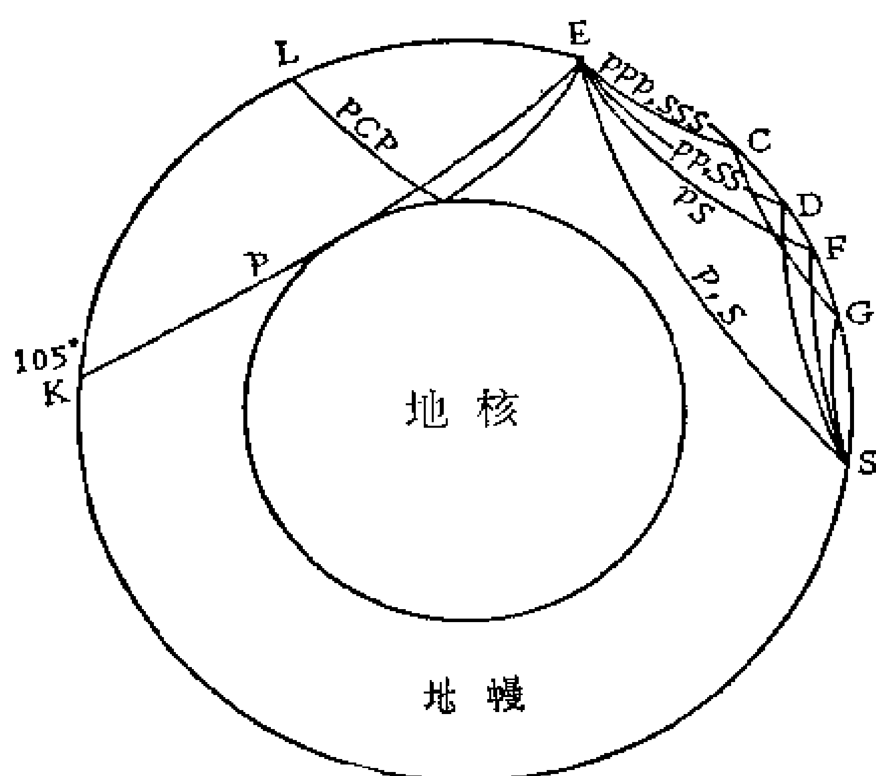


图 5-15 震中距小于 105° 时观测到的一些地震波

的波 PSP、PPS、PSS、SPP、SPS、SSP，它们的命名意义又类似前述几种波。

在地核表面反射的波其命名法则亦同前面类似，只是在两个字母之间加写一个小写的 c 字。例如 PcP 表示从震源发出是 P 波在地核面上反射后仍是 P 波，PcS 则表示 P 波在核面反射后转变为横波的情况。依此类推可以了解 ScS、ScP 的意义了。

图 5-16 表示震中距离大于 105° 的地震波射线。在这种情况下可以观测到经过地核传来的地震波。如前所述只有纵波才能穿过地核。假如一种波，在进入地核之前是纵波，穿出地核也是纵波，则记以 PKP，K 是通过地核的一段。若在地核表面的 M 点反射过一次，则记以 $PKKP$；相应地，如果在进入地核前是横波，进入地核后是纵波，穿出地核后又是横波则记为 SKS 波，类似的还有 $SKKS$、SKP、PKS、$SKKP$、$PKKS$ 等波。

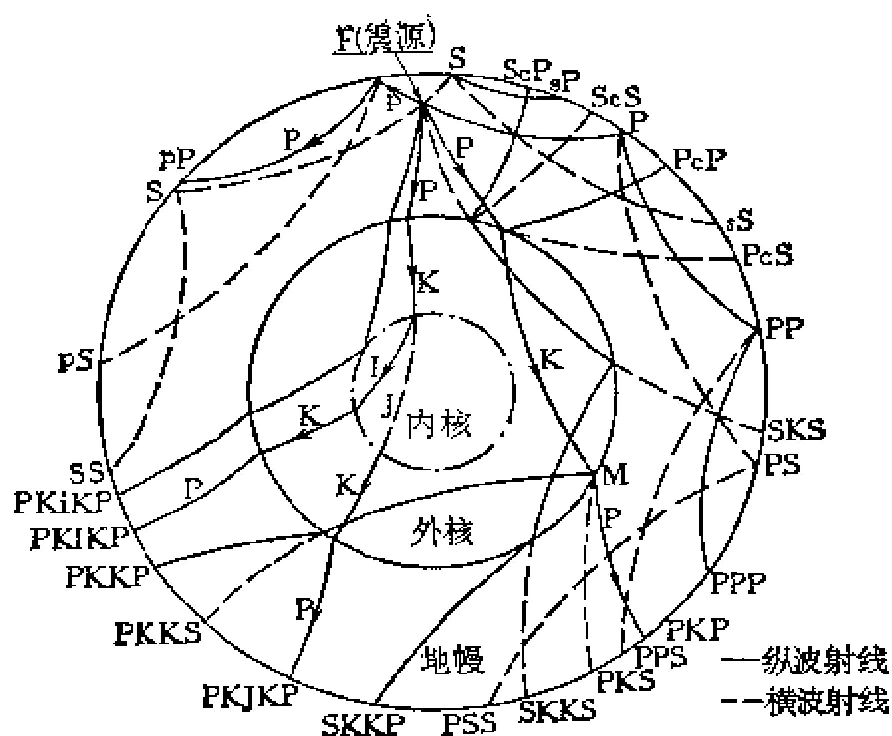


图 5-16　震中距大于 105° 时观测到的地震波

经过地核内部的一些地震波，在到达地震台之前，在地面又发生反射的波，则记为 $PKPPKP$、$SKSSKS$、$SKSP$ 等。

由于地球内核的存在，有 $PKIKP$、$PKJKP$、$PKiKP$ 等波。$PKIKP$ 是在内核以纵波形式传播的，$PKJKP$ 是以横波形式传播的，这种波一般很难观测的。$PKiKP$ 是在内核界面上反射的。由于计算技术和台阵观测技术的发展，已观测到在外核内介面反射多次的波，标以 $PnKP$ 或 $SnKS$。n 可从 4 到 9。

远震特别是震源浅的远震，常常可以观测到横波 S 后面到达的各种面波，主要是勒夫波和瑞雷波。通常用 L 表示面波的开始，L_Q（或简为 Q）和 L_R（或简为 R）分别表示勒夫波和瑞雷波，其最大振幅分别用 Q_m 和 R_m 表示。勒夫波为水平横向振动的SH 波；瑞雷波的振动为水平纵向和垂直方向，它的振动轨迹为逆进椭圆（即轨迹转动方向与地震波传播方向相反）；同时近似的说，周期较大的瑞雷波，其速度为相应的勒夫波的 0.9194 倍，故勒夫波到达较早，在记录中，经常能把它们分开。与体波不同，面波的速度随周期而异，这种现象称为频散。在记录上常以波列的形式出现，这是

由于周期不同速度也不同的结果。当周期愈大速度亦愈大时，称为正频散；这时在地震记录图上可以看见波列中首先是长周期的波，以后周期逐渐减小。当周期愈大而速度愈小时，称为反频散，相应的波列中短周期的波先到。通常看到的基谐面波是正频散。面波的频散特征主要取决于地球内部各层的厚度和有关的物理参数，因而研究地壳构造经常使用面波。测定浅源震级时，则常使用面波的最大振幅。由于震源愈深面波愈不发育，因而根据面波的发育程度，可以帮助我们估计地震震源的深浅。

除了上述的体波和面波外，普瑞斯和尤文（Press and Ewing 1952）首先发现 L_g 和 R_g 波，L_g 波具有横波的特征，水平横向振动很大，但水平纵向和垂直方向的振动也不小。R_g 具有明显的反频散现象，振动轨迹为逆进椭圆，与瑞雷波相似。因此认为它是瑞雷波的高频成分。L_g 和 R_g 都只能在有花岗岩层的大陆及大陆棚地区传播，而不能在大洋地区传播。L_g 的速度一般为 3.5 公里/秒，因此在震中距离很小时，L_g 与 S 相混，震中距离较大时才分开，在震中距离达 50°—60° 时，仍能分辨 L_g 波。由于 L_g 波的速度为常数，故可用来测定震中。

巴特（Båth，1954）发现欧亚大陆上 L_g 波可分为速度为 3.54 公里/秒的 L_{g1} 波和速度为 3.37 公里/秒的 L_{g2} 波。在斯堪的那维亚所得的 R_g 的速度为 3.07 公里/秒。L_{g1}、L_{g2} 和 R_g 的周期分别为 1—6 秒和 10 秒左右。古登堡研究加利福尼亚的地震记录得到 L_{g1} 和 L_{g2} 的速度分别为 3.58 公里/秒和 3.38 公里/秒。以后巴特又发现 L_i 波，L_i 与 L_g 相似，主要为 SH 类型的波，其速度为 3.97 公里/秒。

由于 L_g、L_i 波的发现，使人们想到，是否有相应的纵波性质的震相出现？普瑞斯和古登堡首先证实是存在的，记以 π_g。它的出现较不规则，振幅比值 π_g/P 远较 L_g/S 为小。震中距 5° 到 40° 均能记录到 π_g，其平均速度为 6.1 公里/秒。

在震中距小于 25° 时，常常发现在 P 波后面（有时甚至与 P 波重合）有周期 10 余秒的正频散的波，称为 PL 波。震中距离更

大时，仪器性能适当亦能记录到。PL 波亦称为漏能式面波，这是由于纵波 P 在地壳中相互干涉而形成 PL 波时，一部分能量在层底折射而进入地球内部，从而损失部分能量而得名的。

图 5-17--5-19 是远震和极远震的典型记录地震图。

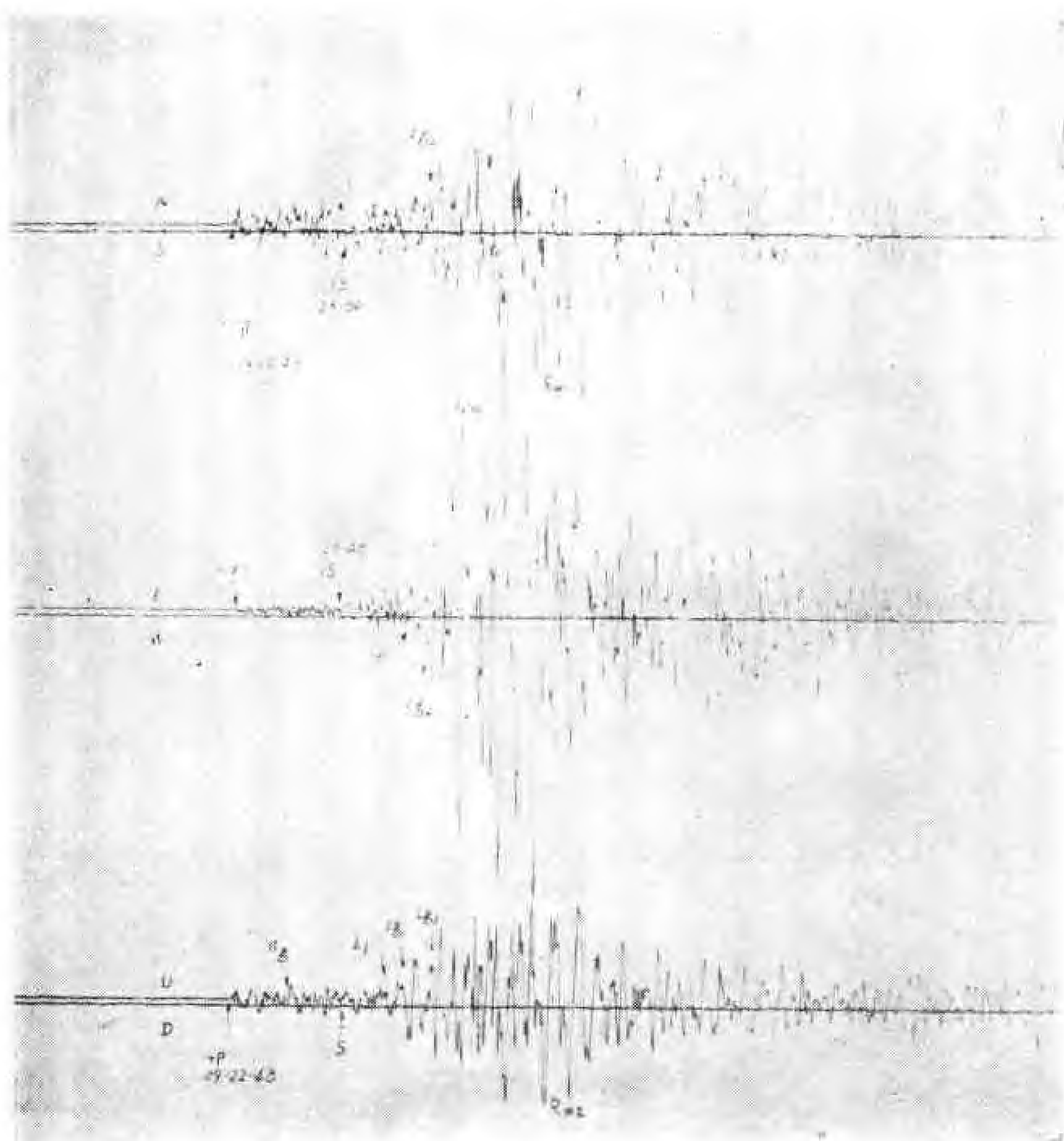


图 5-17　1972 年 5 月 12 日佘山地震台记录到的台湾地震

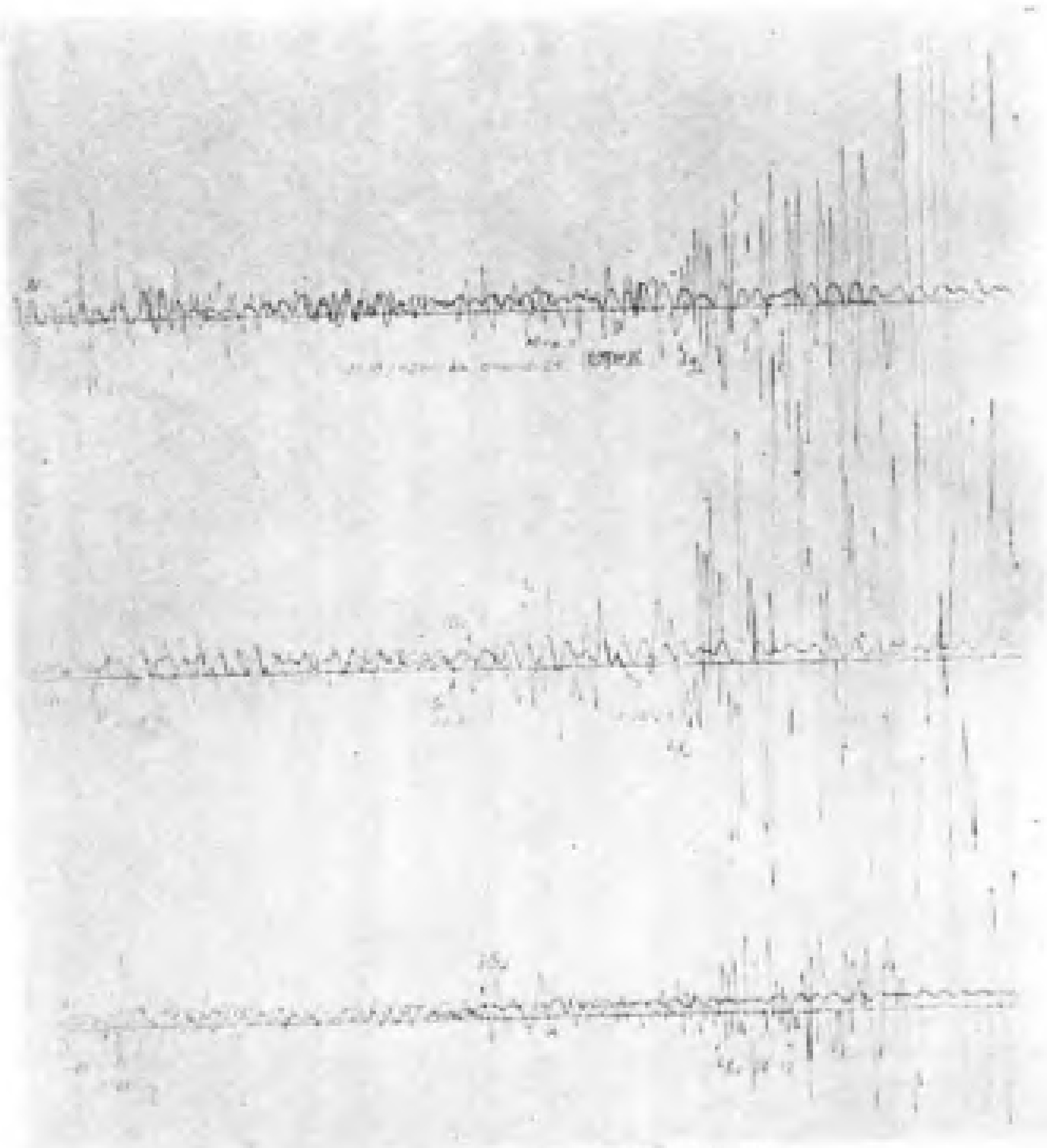


图 5-18　1972 年 6 月 8 日白家疃地震台
记录到的台湾地震

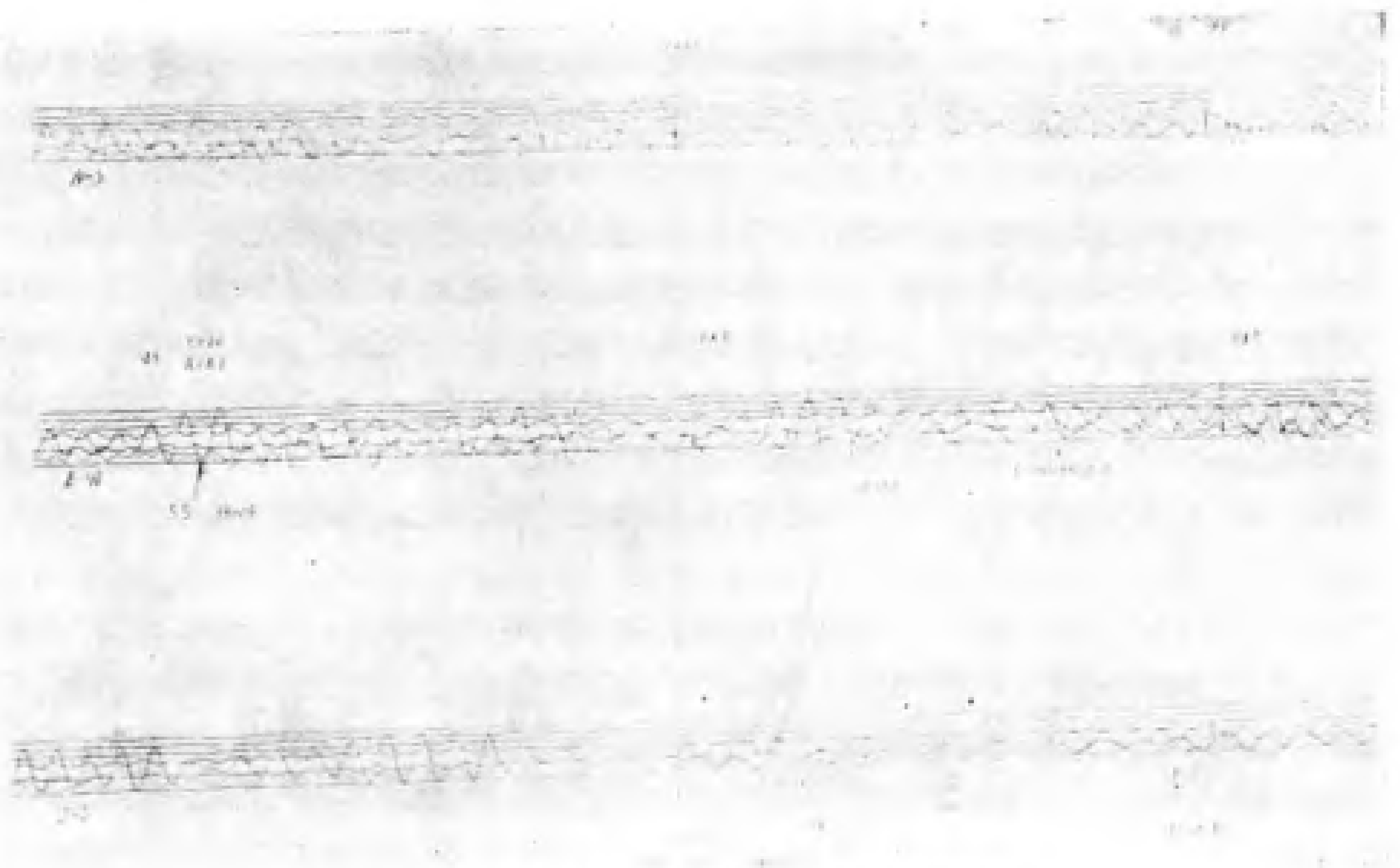


图 5-19　1972 年 6 月 9 日包头地震台记录到的智利地震

第四节 震中距离的确定

当我们拿着一张地震图时，首先要判断图上记录到的地震是近震还是远震，这可以根据记录的总情况加以区别。愈是近的地震，在图上振动持续的时间愈短，甚至有时弱小的近震常常持续还不到一分钟；但记录到的远地震，地震图上的持续时间则可达数十分钟。而且随着震中距离的逐渐增大，不仅震动的持续时间长，而且观测到的震相也增多，地震波的周期也逐渐增大。

由于地下约 80 公里深处低速层的影响，在震中距 6°—16° 的范围内 P、S 波起始极弱，不易分析。由于在深度 350—450 公里的范围内地震波速度的突然增加，在震中距为 10°—20° 的距离上时距曲线形成一个圈环（图 5-20）。同一种震相 P 或 S 在地震图上相隔不远的地方会有两三个起始。

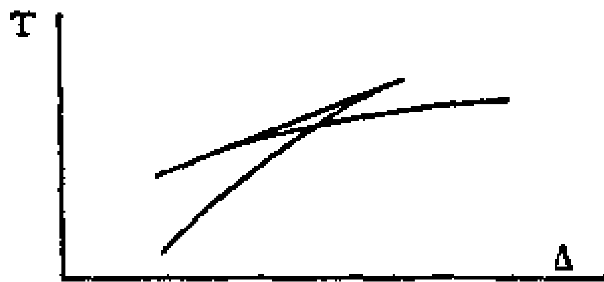


图 5-20 走时曲线的圈环

在震中距为 30°—70° 之间 P、S 所受到的干扰最小，比较容易分析。在震中距小于 90° 的情况下，地震图上可以分析出三种主要的震相，即纵波、横波和面波。通常纵波的周期不大于 5 秒，横波的周期稍长且振幅也较大。在震中距大于 105° 时，出现了穿过地核的震相 PKP、SKS 等波，它们的起始很弱，以后随 $\varDelta$ 增大 PKP 逐渐增强。在震中距 105°—128° 间地震图上第一个最突出的的震相是 PP。

当震中距离较大时，地震波射线射出地面时与地面构成的角度（出射角）接近于直角。因而在垂直向地震图上纵波 P、PKP、PP、SP 等的起始比较清晰。至于面波则不仅持续时间长，且振幅也很大，特别是深度小于 60 公里的浅源地震，在面波内常出现在地震图上来说是最大的振幅，即为最大震相 M，在测定地震的震

级时常常使用它。

分析出地震图上两种不同波的到达点(首先是 P 和 S 的),并量出二者的到达时间差，就可根据走时表(或时距曲线)确定震中距离。这是因为纵波的速度大，横波的速度小，虽然它们在震源处是同时发出的，但随着时间的推移(亦即距离的增加)，二者在更远的距离上到达的时间差也就越大。反之，根据它们到达的时间差的大小也可以确定震中距离的远近。因为走时表中已经给出了 P 及 S 在各个距离上的走时，所以不同震中距上的时间差 S-P 也就不难知道。根据时间差 $S-P$ 就可以确定震中距离。

如地震非常远，那就必须使用 P、PKP、PP、SKS、和 PS 等波来确定震中距离了。

第五节　时距曲线的某些性质

当震源深度为零时，我们从图 5—15 上可以看出在某一震中距离 Δ 处 PP 波的走时等于 $\frac{\Delta}{2}$ 处 P 波的走时的二倍。可记为

$$t_{\Delta PP} = 2t_{\frac{\Delta}{2}P} \quad (5\text{-}10)$$

对于 PPP 波则有

$$t_{\Delta PPP} = 3t_{\frac{\Delta}{3}P} \quad (5\text{-}11)$$

同理有

$$t_{\Delta SS} = 2t_{\frac{\Delta}{2}S} \quad (5\text{-}12)$$

$$t_{\Delta SSS} = 3t_{\frac{\Delta}{3}S} \quad (5\text{-}13)$$

例如查 J-B 表，震中距离为 30° 时 P 的走时为 6 分 12.5 秒，则震中距离 $\Delta = 60°$ 时 PP 的走时便是 12 分 25 秒，$\Delta = 90°$ 时 PPP 的走时便是 18 分 37.5 秒等等。

为了阐明转换波以及在有深度的情况下，类似的走时关系，为

此先说明地震波在反射时所遵从的条件。

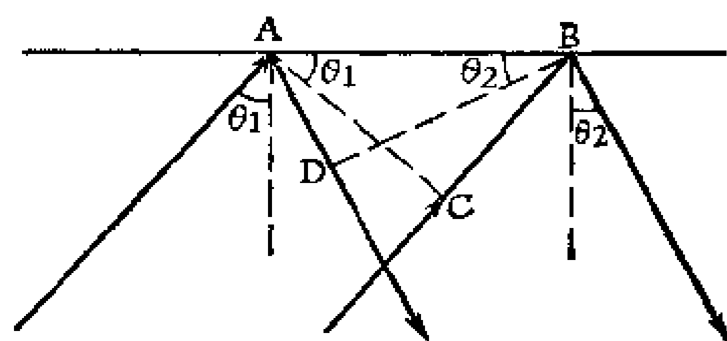


图 5-21 波的反射

如图 5-21 所示，设有一波阵面为平面$\overline{AC}$的地震射线束投射到地面$\overline{AB}$处，反射后的波阵面为$\overline{BD}$，设反射前波速为V_1反射后的速度为V_2，则地震通过距离$\overline{BC}$及$\overline{AD}$当满足

$$\overline{BC}=V_1\Delta t$$

$$AD=V_2\Delta t$$

式中Δt是地震波自C点至B点同时也是自A点至D点所需的时间。由图可知$\overline{BC}=\overline{AB}\sin\theta_1$，$\overline{AD}=\overline{AB}\sin\theta_2$，于是可得

$$\frac{\overline{AB}}{\Delta t}=\frac{V_1}{\sin\theta_1}=\frac{V_2}{\sin\theta_2} \tag{5-14}$$

这就是地震波在反射时所满足的条件。也就是反射定律$\frac{V_1}{\sin\theta_1}=\frac{V_2}{\sin\theta_2}$。上式说明入射波(即反射前的波)从$A$点到$B$点所需的时间等於反射波（反射后的波）从$A$至$B$所需的时间。当$\overline{AB}$的距离是大圆弧的一度时，$\Delta t$便相当于在震中距变化一度时相应的地震波走时表上的表尾差。不论入射波是何种波，也不管反射波是何种波都应当满足于这一条件。下面我们举例说明。

设有地震波P在$\Delta=24°$处经反射转换为S波而到达K点，便是K点上观测到的PS波。求PS波的距离和走时。显然PS波的走时等于P波自E至A的走时与S波自A至K的走时之和(图 5-22)。查P波$\Delta=24°$时走时为$5^m17.1^s$（m表示分、s表示秒)，相应的表尾差为 9.7 秒。查S波走时表，在$\Delta=86°$时相应的表尾差才是 9.7 秒，相应的走时为23^m17^s；故相应的PS的

走时为 $5^m17.1^s+23^m17^s=28^m34.1^s$，而 PS 的震中距为 $\Delta_{PS}=24°+86°=110°$。

显然，对于 $\Delta=110°$ 时 SP 的走时也是 $28^m34.1^s$，这只需将 K 看作震源而将 E 看作观测点即可。同样，对于震中距离为134°时的 PPS 波的走时，可以在上述 PS 波走时的基础上加上一段

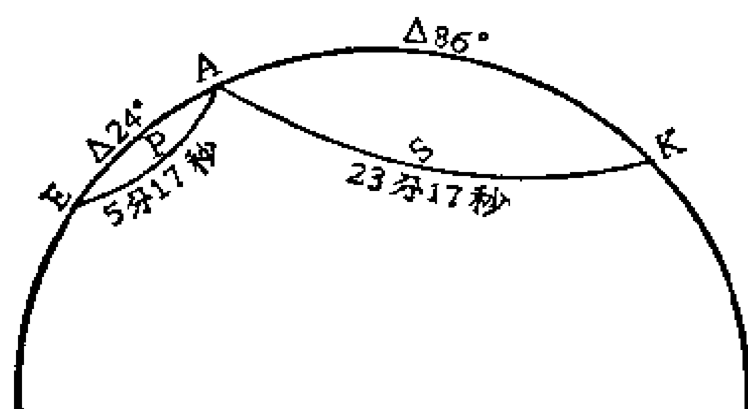


图 5-22　PS 的走时

$\Delta=24°$ 时 P 波的走时即可，于是得到 $t_{PPS\Delta=134°}=33^m51.2^s$。依此类推，便可得到 PS、SP、PPS、PSS、$PPPS$ 等波的走时。由于这些波的走时都可由 P 和 S 波的走时导出，故本章末不再给出它们的走时表。

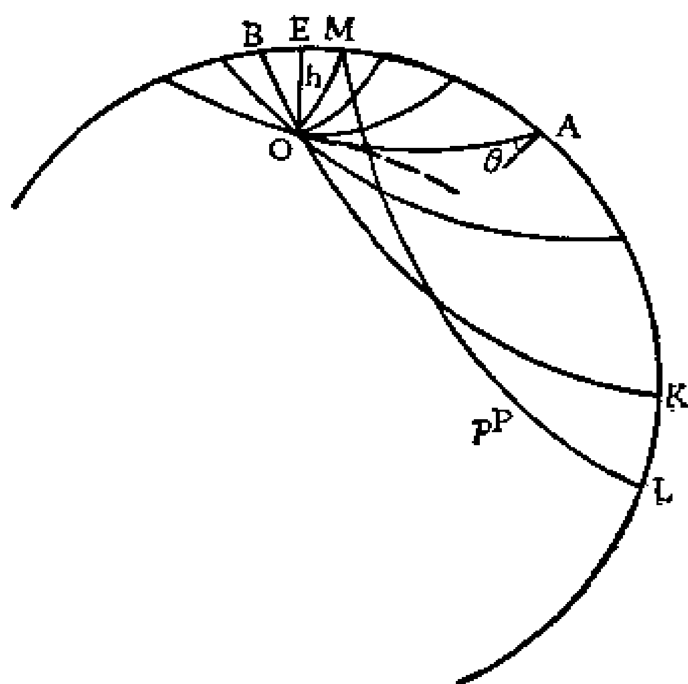


图 5-23

上面只是震源深度为零的情况。在震源深度不为零时，以上各种转换波的走时怎样得到呢？为此，首先了解地震射线的某些特点。如图 5-23 所示，设震源为 O，从震源发出许多地震射线。

由图 5-23 可知当 $\Delta=0$ 时到达震中 E 的射线 OE 的入射角 $\theta=0$，随着 Δ 增大 θ 值也增大；但在 Δ 很大时（例如 $\Delta=100°$）射线 OK 的入射角 θ 值亦接近于 0°；在 E 和 K 之间则有一个 θ 值是最大，相应的

$\frac{d\Delta}{dt}$是最小值，也即走时表的表尾差是最大值，相应的地震射线为 OA，它是从震源 O 处水平射出的射线，A 点的震中距离记为 Δa，在 $\Delta<\Delta a$ 的地方反射的地震波我们记为pP、sP，由于它们对深度的变化反映比较灵敏，故常常用来测定震源深度；在$\Delta>\Delta a$的地方反射的波则称为 PP、SP 等。

对于 pP 来说，其走时为 P 波自 O 至 M的走时与自 M 至 L 的走时之和，在反射点也应满足表尾差相等的条件，注意：$\widehat{OM}$ 的走时是有深度的，而且对 pP 必须查 $\Delta<\Delta a$ 情况下 P 波的走时和表尾差。ML 一段的走时则是查震源深度为零时的走时和表尾差。例如：$\Delta=3^\circ$、震源深度 667 公里，相应的 P 波走时为$1^m24.7^s$，表尾差为 5.2^s；震源深度为零、表尾差为 5.2^s 的震中距是 82°，相应的走时为 $12^m23.2^s$；二者相加便得到震中距为 85° 时 pP 的走时为 $13^m47.9^s$，相应的深度为 667 公里。同样的方法可以求得在各种震中距上 pP、sP、pS、sS 等的走时。

同样的方法可以求得有深度情况下 PP、PS、SP、SS、PSS、SPP 等波的走时，这时表尾差是在 $\Delta>\Delta a$ 的地方查得。

由此知道，只要我们有 P、S 的走时表，其他各种在地面反射的波的走时就都可以求得了。所以，本章末便不再给出各种反射波的走时表。对于 pP、sP 则经常使用，为方便计，给出它们与纵波 P 到时的差值。

对于在地核反射的波 PcP、ScS 波，只要根据震源深度为零时的 PcP、ScS 的走时和 P 波、S 波走时表，便可求得有深度时 PcP、ScS 的走时表。

同样，根据深度为零时 PKP、SKS 的走时和 P 、S 的走时便可求出有深度时 PKP、SKS 以及 $PKPPKP$、$PKPPKS$、$SKSP$ 等波的走时。这里我们便不一一叙述了。

第六节　地震图的处理

时间记号和时间校正值的确定　用仪器记录地震的图纸，称

为地震图，当记录器在地震图上进行记录时，或者每一分钟间断一秒钟、或者一分钟记上一个脉冲，我们称为分号，根据这些分号可以计算地震波在地震图上的到时、周期等。

从开始上记录纸的分号算起可以计算出整小时，用数字在图纸上标出整时数。由于记录器上滚筒的转动是相当均匀的，这些数字在地震图上便几乎排成直线。因此，只需决定两个时号，其他的整时数的位置便可很快找到(当然，时号也可以直接打在地震图上)。

要注意的是：地震图上的分号是按地震台上的天文钟或船钟、石英钟等给出的，通常这些钟给出的时间与天文系统的授时台通过无线电广播所给出的标准时间有一个差值，叫做钟差。显然钟差的大小和钟的性能有很大关系，特别是天文钟和船钟，钟差经常在变化，因此需要常常进行校正。如果无线电准确的时间信号(授时台的时间信号通常准确到千分之一秒，其所给出的时间信号也与分号一样打在记录图上。北京中央人民广播电台的时间服务大约准到百分之一、二秒)早于接触钟在地震图上所标出的时间，说明地震台的钟慢了，相应的校正值为正数。如果授时台的信号迟，台上的钟就快了，则校正值为负数。通常要在地震图上写出钟差来。例如：三月七日八点钟差为+2.0秒，三月八日八点钟差为+1.0秒，则记为

$$7/\text{Ⅲ}\ 08^h\ \text{钟差}\ \varDelta t=+2.0\ \text{秒}$$

$$8/\text{Ⅲ}\ 08^h\ \text{钟差}\ \varDelta t=+1.0\ \text{秒}$$

每一昼夜钟差的变化称为钟率。当钟率比较大或钟差的变化规律性较差时，应当增加接收授时台信号的次数以保证时间的准确可靠。

注意：在地震工作中常常使用格林威治时间和北京时间，格林威治时间比北京时间晚八小时。目前国内都采用北京时间。

当记录到地震时，对各震相的到达时间要进行时间校正，通常采用内插的办法进行校正。例如：该日08时钟差为-2.4秒、20时钟差为-1.2秒，若地震到时为13时则改正数为-1.9秒。改

正时使用地震前后的钟差进行内插。

测量地震波的周期和到时等，通常我们使用量片进行，量片是用透明胶片作成，上有使每分钟记录长度作60等分的“秒线”。将它置于记有震相的那一分钟的前后两个分号之间，便可很快地读出震相到达的时间；由于分号间的距离无论仪器怎样设计得好总是不那么一致的，有时稍长、有时稍短，故量片上的秒线作成上窄下宽的形式以适应长短变化不定的分号距离，而便于测量时间。

地震图的处理　每一张地震图都要从头到尾仔细加以研究，以查明所有到达的地震波，对于每一个清楚的震相都要用箭头标出它们的到达时间，并在箭头附近用绘图白粉（熏烟记录地震图）或铅笔（照相记录地震图）注明经过钟差改正后的到时，如果震相起始很清晰、尖锐，则在震相符号前加注 i；如果不尖锐则记 e，例如 $i\bar{P}$02-05-53.2 表示清晰的直达纵波在 02 时 05 分 53.2 秒到达。符号 i 和 e 也可用于性质不明的震相。同时尽可能地量出每一种波的振动周期和相应的振幅，对于振幅要根据仪器频率特性曲线把它换算成地动位移，通常地动位移以微米 μ 计算（1 毫米 = 1000 微米）。对于 P 波还应标出初动方向。

最后就是对地震图上的震相命名，即判断出它们是属于那种波。首先是要区分所记录到的地震是远震还是震中距离不超过 800—1000 公里的近震。地震波在地震图上的特征，除由地震波本身的特点所决定外，也受地震仪器性能的影响，这里只叙述一般的情况。和远震比较起来，近震在地震图上的特征是纵波和横波到达的时间差比较小（不超过 1.5 分），记录地震波动的延续时间比较短，振动的周期比较小，特别是纵波；最后，面波的到达不显著。

如果地震非常近，并且震源又靠近地面，那么纵横波几乎同时到达地震台，延续时间极短，地震台记录到的波便是 $\bar{P}$ 和 $\bar{S}$。

在震中距离 $\Delta<150$—200 公里时，由于震源深度和地壳构造的关系，首先在地震图上出现的是 $\bar{P}$ 波；然后是 P^* 波或 P_n 波，然而因它们的起始相隔很近，故难于区分。横波组中首先到达的是

$\overline{S}$ 波，$\overline{S}$ 与 $\overline{P}$ 的时间差不超过 25 秒。

如 $\Delta>133$ 公里，则 P_n 波比 $\overline{P}$ 波先到。直达波 $\overline{P}$ 的起始，通常比 P_n 强而且清晰，P_n 因先到而无干扰，也容易分析。$\overline{S}$ 波很强、S_n 由于先到的纵横波的干扰而不易分析。

$\Delta>155$ 公里时，地震图上开始出现比 $\overline{S}$ 早到的 S_n，S_n 波的起始通常比 $\overline{S}$ 弱。

根据一个地震台的记录来区分 S^* 波是很困难的。S^* 波的起始在地震图上位于 S_n 和 $\overline{S}$ 之间。在大多数情况下 S^* 比 S_n 强，因而在震中距离为 200—300 公里时，就已能在地震图上发现。有时候 S^* 的起始很清晰，其强度可以与 $\overline{S}$ 相比拟。在这些情况下，根据一个台的记录来区分 S^* 和 $\overline{S}$ 波就很困难，特别是震中距离为 100—150 公里时，二者的到时差很小，区别起来更为困难。

要特别指出：特别是在近震的情况下，各种波的走时，受地壳结构、震源深度的影响很大，各种波出现的距离也因各地的地壳构造的不同而不同，上述各种波出现的情况，只供参考。

近震时同样也有面波 L 产生，它沿着地球表面传播。如震源深度小，则 $\overline{S}$ 和 L 的到达时间差也小，所以它们的起始也就难以区分，有时会把面波 L 误认为 $\overline{S}$。

在近震的地震图上，横波到达之后，立刻便有最大振幅出现，它的特征是振动近乎正弦形式且具有大振幅，测定它的周期和振幅并换算为地动位移是以后计算地震震级的重要数据。

除上面所列举的各种波外，地震图上还有许多种波，有的是经地面反射的，有的是自各分界面上反射的，甚至有的波我们还不了解它们的性质，所以，地震图上的记录的确是相当复杂的。

地震图上震相的性质，是以对比时距曲线并参考不同震中距离上震相出现的周期、振幅及位移方向等特征为基础而确定的。首先根据纵波和横波(例如 $\overline{P}$、$\overline{S}$)的时间差求得震中距离。然后再把纵波和地震图上所发现的其他地震波的到时差与时距曲线表中 Δ 相同的各种地震波的到达时差作比较，观测到的某波与纵波的到时差如与时距曲线表中的某种波与纵波的时间差相等或接近

时，便可确定震相的名称。

此外，对于纵波 $\overline{P}$ 的初至方向，在研究地震机制时是很重要的，这我们在以后还要详细研究。当 $\overline{P}$ 的初动方向向上时，我们称为压缩波，在 $\overline{P}$ 的前面注以正号，如 $+\overline{P}$；反之若初动向下，称为膨胀波，注以负号如 $-\overline{P}$。

最后，我们指出：根据 $\overline{P}$ 的水平向和垂直向地动位移的比值，可按下面的公式确定视出射角 $\bar{e}$。

$$\tan\bar{e}=\frac{A_{Z\mu}}{\sqrt{A_{E\mu}^2+A_{N\mu}^2}} \tag{5-15}$$

式中 $A_{Z\mu}$、$A_{N\mu}$、$A_{E\mu}$ 分别为 $\overline{P}$ 波的初动在垂直向 Z、水平向 E 和 N 方向上的分量(以 μ 计算)。视出射角是入射波和反射波对地面的综合影响的结果(图 5-24)，故求入射波的真出射角 e，还需要进行换算。视出射角 $\bar{e}$ 和真出射角 e 的关系为

$$\cos e=\frac{V_P}{V_S}\cos\frac{90^\circ+\bar{e}}{2} \tag{5-16}$$

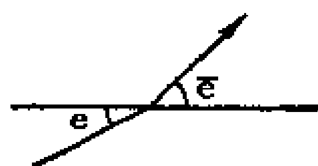


图 5-24

式中 V_P、V_S 分别表示近地面处 P、S 的速度。通常 $V_P/V_S=1.6—1.8$。根据真出射角和震中距离可求得地方性地震的震源深度。

第七节 测定近地震震源位置的方法

地震研究中最重要的数据之一，就是震源的位置，即震中坐标(λ、φ)和深度 h。震源位置的精度对各项研究工作的整理和推论有着极为重要的影响，因而，合理地选择确定震源位置的方法是很重要的问题。

确定震源位置的方法现在已有很多种。下面我们择要叙述几种方法的原理和作法。

和 达 法

当震中距离与震源深度都不大，而传播速度可以当作常数

时，常常使用这个方法。设有四个地震台的震源距离为 D_1、D_2、D_3、D_4，各台都记录到直达波 $\bar{P}$、$\bar{S}$，令 $\bar{P}$、$\bar{S}$ 的速度分别为 $V_{\bar{P}}$、$V_{\bar{S}}$，则第一台 $\bar{P}$、$\bar{S}$ 的走时为

$$T_{\bar{S}_1}=\frac{D_1}{V_{\bar{S}}},\quad T_{\bar{P}_1}=\frac{D_1}{V_{\bar{P}}}$$

$$T_{\bar{S}_1}-T_{\bar{P}_1}=\frac{D_1}{V_{\bar{S}}}-\frac{D_1}{V_{\bar{P}}}$$

亦即 $$D_1=\left(T_{\bar{S}_1}-T_{\bar{P}_1}\right)\left(\frac{V_{\bar{P}}V_{\bar{S}}}{V_{\bar{P}}-V_{\bar{S}}}\right)$$

同理 $$D_2=\left(T_{\bar{S}_2}-T_{\bar{P}_2}\right)\left(\frac{V_{\bar{P}}V_{\bar{S}}}{V_{\bar{P}}-V_{\bar{S}}}\right)$$

以上二式相除即得

$$\frac{D_1}{D_2}=\frac{T_{\bar{S}_1}-T_{\bar{P}_1}}{T_{\bar{S}_2}-T_{\bar{P}_2}}=m_{12} \tag{5-17}$$

式中 m_{12} 是1、2两台纵横波走时差（到时差）的比值，这是可由观测资料得到的。选择一直角坐标系，令 x、y 平面与地面重合，则台1的坐标为 x_1、y_1、$z=0$，台2的坐标为 x_2、y_2、$z=0$，震源坐标 X、Y、Z，令 d 表示1、2两台间的距离，便有

$$d=\sqrt{(x_2-x_1)^2+(y_2-y_1)^2}$$

d 值可以根据两台的坐标换算得到，但更方便的是直接在地图上测量得到。在所选择的坐标系中有

$$D_1=\sqrt{(X-x_1)^2+(Y-y_1)^2+Z^2}$$

$$D_2=\sqrt{(X-x_2)^2+(Y-y_2)^2+Z^2}$$

$$\frac{D_1^2}{D_2^2}=\frac{(X-x_1)^2+(Y-y_1)^2+Z^2}{(X-x_2)^2+(Y-y_2)^2+Z^2} \tag{5-18}$$

将(5-17)式平方得

$$\frac{D_1^2}{D_2^2}=m_{12}^2 \tag{5-19}$$

由(5-18)(5-19)联立得

$$\frac{(X-x_1)^2+(Y-y_1)^2+Z^2}{(X-x_2)^2+(Y-y_2)^2+Z^2}=m_{12}^2=m^2 \qquad (5\text{-}20)$$

将(5-20)式整理后得

$$\left(X-\frac{x_1-m^2x_2}{1-m^2}\right)^2+\left(Y-\frac{y_1-m^2y_2}{1-m^2}\right)^2+Z^2$$

$$=\left(\frac{md}{1-m^2}\right)^2 \qquad (5\text{-}21)$$

在(5-21)式中，X、Y、Z 的轨迹为一球面，其球心坐标为

$$X_o=\frac{x_1-m^2x_2}{1-m^2},\ Y_o=\frac{y_1-m^2y_2}{1-m^2},Z_o=0,$$

$$R=\frac{md}{1-m^2} \qquad (5\text{-}22)$$

R 即是球的半径。刚才设地平面是 x、y 平面。现在进一步选择坐标：为了使比值 m 是正值，令时间差 $T_{\bar{S}}-T_{\bar{P}}$ 较小的台是第一台，且坐标原点就在第一台处，则第一台的坐标为 $x_1=0$、$y_1=0$、$z_1=0$；同时让 x 轴的正半轴通过第二台，则有 x_2、$y_2=0$、$z_2=0$，而且这个坐标系中 $x_2=d$，于是球心坐标化为

$$X_o=-\frac{m^2d}{1-m^2},\ \ Y_o=0,\ \ Z_o=0,\ \ R=\frac{md}{1-m^2} \qquad (5\text{-}23)$$

这就是说球心的位置在 x 轴的负半轴上，其数值为 $\frac{m^2d}{1-m^2}=mR$，球的半径 $R=\frac{md}{1-m^2}$。因以 X_o、Y_o、Z_o 为球心，R 为半径所作出的球面是震源轨迹面，故在该面上各点都是震源可能存在的位置。现在，我们在地图上用几何作图的方法，可得到这个球面与地面的交线。首先在地图上标出诸地震台的位置，将 1、2 两台以直线连接并适当延长，注意台 1 的到时差 $T_{\bar{S}_1}-T_{\bar{P}_1}$ 小于台 2 的到时差，台 2 在 x 轴上的正方向上，球心在 x 轴的负方向上，即是说台 2 和球心各在台 1 的一边，然后计算出 mR 值，在负轴上截取 mR 段，即为球心位置所在（参见图 5-25）最后以 R 为半径、球心为圆心划圆，此圆即是震源轨迹球面与地面的交线。另外再选两个台依同样办法，又可以划出一个圆。两个球面的交线是一段圆弧，且

在地面下，这段圆弧便是震源的轨迹线，它在地面上的投影是直线段 $\overline{ab}$（即弦），即是震中轨迹线。另选台4与台1（或者台4与2、3中的一个）组成一组亦可同样划一圆圈。由以上三圆相交可得三条弦，三弦交点即震中。这个震中就是相应三个圆的三个震源轨迹球面在地下的交点——震源在地面上的投影。连接震中与任一圆的圆心（图5-26）得 $\overline{EO}$，通过震中E作一垂直于连线 $\overline{EO}$ 的平面，平面与球面的交线为一以震中为圆点的半圆周 $\overset{\frown}{AFB}$，因震中是震源在地面的投影，故震源一定在震中的正下方，如图之F点，因 $\overset{\frown}{AFB}$ 为半圆，故震源深度 $h=\overline{EF}=\overline{EA}=\overline{EB}$，而后者是容易在交切图上进行测量的。

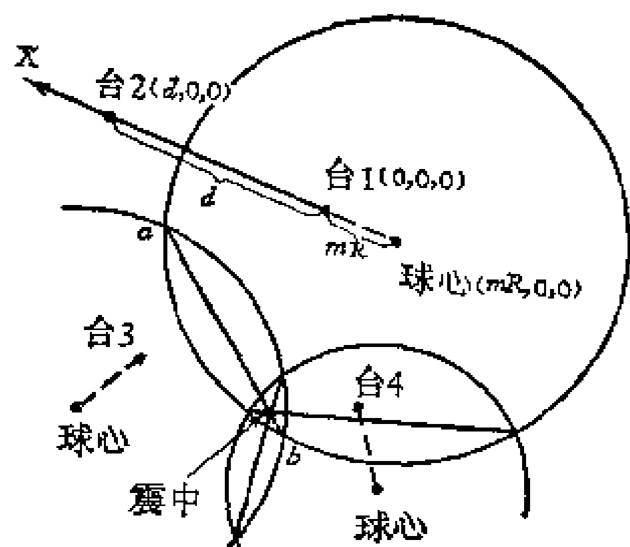


图 5-25 测定震中的和达法

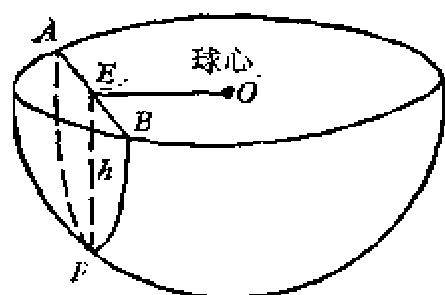


图5-26

工作中应注意：(1)两个台的 t_S-t_P 值接近甚至相等时不能编为一组，因此时 $m=1$、$R=\infty$ 无法作图；(2)每一组中至少应有一台的资料是第一次使用，否则便没有意义；(3)震中距离与震源深度的大小同数量级时，测定结果才比较好；(4)地震波速度可视为常数时，方能使用这一方法。这个方法的优点是：不需要知道地震波速度的具体数值，只需知道 t_S-t_P，不需知道震相的准确到时，因而对时间服务的要求不高。

具体作法：首先选取一地图，将各台的位置标在图上，然后将各台的纵横波的到时以及相应的 $_S-_P$（均以秒计算）填入表5-1中，再对台站进行编组，通过每一组的两个台作直线，让直线向 T_S-T_P 较小的那个台的方向上适当延长，延长距离不超过二台

间的距离。然后用直尺测量各台组内二台间的距离d，这时不必

表 5-1

编号	台　　名	$T_{\bar{P}}$（秒）	$T_{\bar{S}}$（秒）	$T_{\bar{S}}-T_{\bar{P}}$（秒）

去管地图的比例尺，只需按直尺读出多少多少厘米（cm）即可。再由表 5-1 的数据求得各台组的 m 值，根据 m 和 d 值计算出 R 值和求球心位置时所需的截距 Rm 值。为使用方便计今给出 $m/(1-m^2)$ 表如下。

表 5-2　$m/(1-m^2)$ 表

m ＼ $\frac{m}{1-m^2}$ ＼ m	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.00	0.000	0.010	0.021	0.032	0.041	0.051	0.062	0.074	0.086	0.098
0.10	0.101	0.111	0.122	0.132	0.143	0.154	0.164	0.175	0.186	0.197
0.20	0.210	0.219	0.232	0.244	0.255	0.266	0.279	0.291	0.304	0.316
0.30	0.330	0.343	0.357	0.370	0.384	0.399	0.414	0.429	0.442	0.459
0.40	0.476	0.492	0.510	0.528	0.550	0.564	0.583	0.604	0.642	0.644
0.50	0.666	0.688	0.712	0.738	0.762	0.789	0.818	0.845	0.875	0.904
0.60	0.937	0.972	1.010	1.042	1.085	1.127	1.169	1.210	1.267	1.312
0.70	1.373	1.425	1.490	1.559	1.650	1.713	1.810	1.890	2.000	2.100
0.80	2.25	2.36	2.50	2.68	2.84	3.07	3.31	3.56	3.88	4.23
0.90	4.74	5.35	5.98	6.88	8.18	9.15	12.47	16.15	24.45	49.50

算好后将以上求得的数值一并填入表 5-3 中。然后在每一台组中

表 5-3

台　　组	d	m	$R=\frac{md}{1-m^2}$	Rm

从 $T_{\bar{S}}-T_{\bar{P}}$ 较小的那个台开始，在二台的延长线上截取一段距离

Rm，该距离的终点便是作图时的圆心，以该诸终点为圆心，以各对台组计算的 R 为半径划圆；作诸圆的弦，各弦的交点即是震中。最后，以作图时的任意一圆为准，使用一直尺，把直尺有刻线的那一边压在震中上，通过 E 旋转直尺，直到 $\overline{EA}=\overline{EB}$ 时为止，这时读出 $\overline{EA}$ 或 $\overline{EB}$ 的距离（以厘米或毫米计算），再按地图的比例尺将该距离折合成公里数，便是震源深度的数值（图 5-27）。

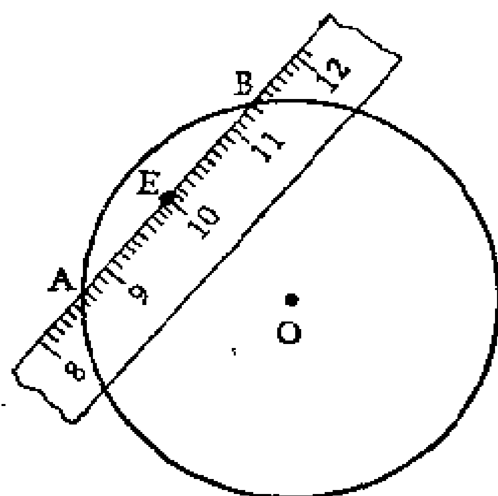


图 5-27　震源深度数据的量法

例：1971 年 1 月 7 日地震。北京附近各台记录情况如下表 5-4，由表 5-4 的数据求得 m，由地图上量得各台组间的距离 d，

表 5-4

台　　名	$T_{\overline{P}}$ 时 分 秒	T_S 时 分 秒	$T_{\overline{S}}-T_{\overline{P}}$ 秒
周 口 店	04－36－56.5	04－37－01.5	5.0
白 家 疃	－36－58.0	－04.2	6.2
马 道 峪	－37－04.2	－15.3	11.1
沙　　城	－37－08.8	－23.0	14.2

表 5-5

台　　组	m	d 公 里	R 公 里	Rm 公 里
马、白	0.568	52	42.2	23.6
沙、白	0.437	71.5	38.8	17
沙、周	0.352	90	36.2	12.8

于是计算出 R 和 Rm 数值，填入表5-5中。以直线联结各对台并向 $T_{\overline{S}}-T_{\overline{P}}$ 值较小的台延长 Rm 一段，得 a、b、c 三点，然后分别以各自的半径 R 划圆（见图 5-28），引各弦交于一点 E （几何学中

曾证明三弦必交于一点)，即是震中。作过 E 并垂直于 $\overline{CE}$ 的直线与圆 c 交于 L、M 二点，$\overline{LM}$ 的一半即是震源深度 $h=23$ 公里，由地图上量得震中位置为北纬 39°38′，东经 116°19′。由此便求得了此次地震的震源位置。

图 5-28

石川法

设某地震台所记录到地震直达横波和直达纵波到时分别为 $T_{\bar{S}}$、$T_{\bar{P}}$，纵横波的传播速度为 $V_{\bar{P}}$ 和 $V_{\bar{S}}$，令 D 为震源距离，则有

$$T_{\bar{S}}=\frac{D}{V_{\bar{S}}},\qquad T_{\bar{P}}=\frac{D}{V_{\bar{P}}}$$

相减

$$T_{\bar{S}}-T_{\bar{P}}=\left(\frac{1}{V_{\bar{S}}}-\frac{1}{V_{\bar{P}}}\right)D$$

从而

$$D=\left(T_{\bar{S}}-T_{\bar{P}}\right)\left(\frac{V_{\bar{P}}\,V_{\bar{S}}}{V_{\bar{P}}-V_{\bar{S}}}\right) \tag{5-24}$$

令

$$K=\frac{V_{\bar{P}}\,V_{\bar{S}}}{V_{\bar{P}}-V_{\bar{S}}}$$

则有

$$D=K\left(T_{\bar{S}}-T_{\bar{P}}\right) \tag{5-25}$$

式中之 K 称为虚波速度，即相当于有一种虚设的波其走时为 $T_{\bar{S}}-T_{\bar{P}}$。以地震台为中心，震源距离 D 为半径构成一个球面，此球面在地面的截线就是以地震台为圆心，以 D 为半径在地面上划的圆。如有三个台的资料，则可在地面上作出三个圆，由三圆相交

可作出三条弦，三弦的交点即是震中。然后引一联结震中 E 和任一地震台（图 5-29 中为台 1）的直线，作通过 E 并垂直于 $\overline{EO}$ 的弦 $\overline{AB}$，则 $\overline{AB}$ 长度的一半即是震源深度，实际上求震源深度的方法与和达法完全一样。

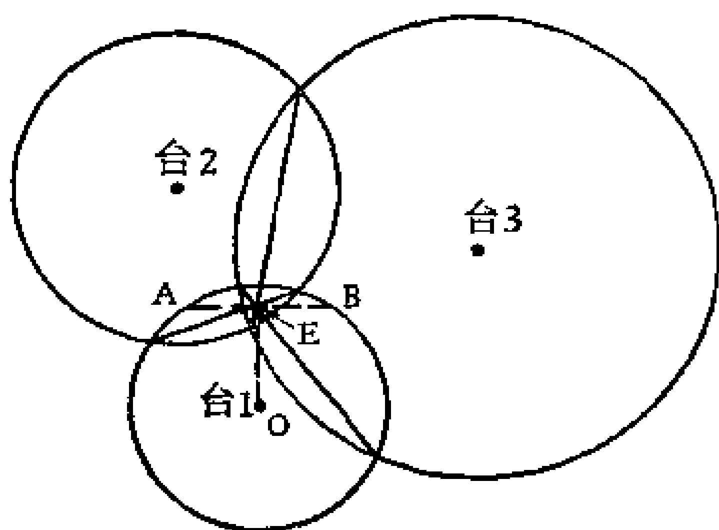


图 5-29　石川法测定震中

这个方法的优点是操作简便，缺点是需要知道被假定为常数的虚波速度值，地震台包围震中时结果好些，地震台网偏于震中的一侧且较远时，便不能使用这一方法。几何学上曾经证明三个彼此相交的圆，其三弦必然交于一点，所以不下于四个台的资料交切的震中才是比较可靠的。

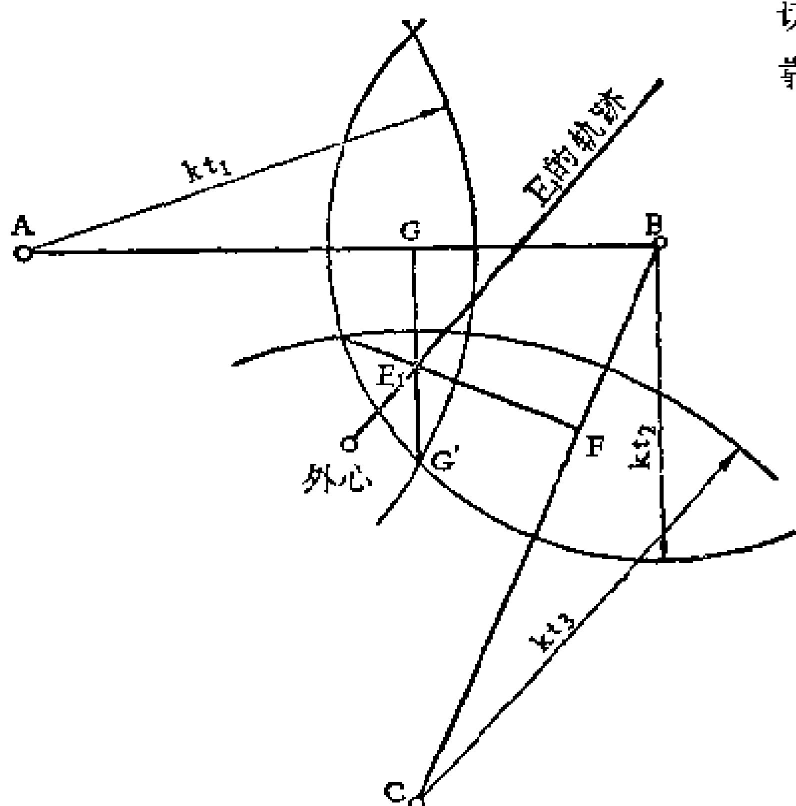


图 5-30　高桥法测定震中

高桥龙太郎方法

1929年高桥龙太郎提出一个测定近震震中的方法，今简述于下。

设有三个地震台 A、B、C，直达波 $\overline{P}$、$\overline{S}$ 走时或 $\overline{S}-\overline{P}$ 在三个台上分别为 t_1、t_2 和 t_3（图5-30），分别以各台为圆心，以 Kt_1、Kt_2 和 Kt_3 为半径划

出三个圆（原则上说K值可任意给定），连结AB二圆和BC二圆的交点，便构成两条弦，二弦的交点便是E_1点。当常数K连续变化时E_1点的轨迹为一直线，且通过外心。其证明如下：

设震源距离$D_i = Kt_i$

则有

$$AG^2 + GG'^2 = K^2 t_1^2$$
$$BG^2 + GG'^2 = K^2 t_2^2$$

以上二式相减，得

$$AG^2 - BG^2 = K^2(t_1^2 - t_2^2) \tag{5-26}$$

由图可见$AG + BG = d_{12}$，d_{12}为AB间的距离，代入(5-26)式得

$$AG - BG = \frac{K^2(t_1^2 - t_2^2)}{d_{12}}$$

代入$BG = d_{12} - AG$得

$$AG = K^2\frac{t_1^2 - t_2^2}{2d_{12}} + \frac{d_{12}}{2} = MK^2 + N \tag{5-27}$$

同理可得

$$BF = K^2\frac{t_2^2 - t_3^2}{2d_{23}} + \frac{d_{23}}{2} = M'K^2 + N' \tag{5-28}$$

$M = \dfrac{t_1^2 - t_2^2}{2d_{12}}$、$M' = \dfrac{t_2^2 - t_3^2}{2d_{23}}$、$N = \dfrac{d_{12}}{2}$、$N' = \dfrac{d_{23}}{2}$，对于给定的地震，它们是常数。若$K$有一微小的增加量$\Delta K$则$AG$亦有一个相应的增加量$\Delta AG$，(5-27)化为

$$AG + \Delta AG = M(K + \Delta K)^2 + N$$

展开上式并略去高次项$(\Delta K)^2$便得

$$AG + \Delta AG = M(K^2 + 2K\Delta K) + N \tag{5-29}$$

(5-27)与(5-29)相减得

$$\Delta AG = 2MK\Delta K \tag{5-30}$$

同理有

$$\Delta BF = 2M'K\Delta K \tag{5-31}$$

于是得

$$\frac{\Delta AG}{\Delta BF}=\frac{\frac{\Delta AG}{\Delta K}}{\frac{\Delta BF}{\Delta K}}=\frac{M}{M'} \tag{5-32}$$

(5—32)式表明，当 K 值(即地震波速度值)变化时震中 E 的轨迹为一直线，而且该直线的位置与 K 值无关。设 $K=0$，由(5-27)(5-28)可知 $AG=\frac{d_{12}}{2}$、$BF=\frac{d_{23}}{2}$，即是说该直线过外心(三角形 ABC 的三边中垂线的交点)。因此，每三个台都可求得一条过外心的震中轨迹线。两条以上震中轨迹线便可求出震中。

按照高桥的方法地震波速度可以这样求得。设 k 为任意给定的值，K 为相应于最后求得的震中位置 E_2 时的 K 值。参见图5—31有

$$\frac{OE_1}{OE_2}=\frac{G_oG_1}{G_oG_2}$$

图 5-31

因 $AG_o=\frac{d_{12}}{2}$，故有

$$G_oG_i=AG_i-AG_o=AG_i-\frac{d_{12}}{2} \qquad i=1,2$$

参见(5-27)便有

$$\frac{OE_1}{OE_2}=\frac{k^2\frac{t_1^2-t_2^2}{2d_{12}}}{K^2\frac{t_1^2-t_2^2}{2d_{12}}}=\frac{k^2}{K^2} \tag{5-33}$$

故

$$K=k\sqrt{\frac{OE_2}{OE_1}} \tag{5-34}$$

k 是在求得位置 E_1 时任意给定的数值，OE_1 和 OE_2 都可在交切图上直接量得，故可求得 K 值。于是可以求得震源深度

$$h=\sqrt{K^2t^2-\Delta^2} \tag{5-35}$$

式中 Δ 为震中距离。

高桥方法的优点是：在测定震中时不必具体了解地震波速度值，操作也较简便，但震源深度的数值却不能直接得到。

具体作法：首先选取彼此距离相近但又不在一条直线上的每三个地震台组成一台组。进一步求得各组台的外心；求外心的位置可以由作出三地震台两两连线的中垂线的交点而得到；也可以用透明纸绘出同心圆族，将透明纸叠于地图上，让三个台同时落在某一圆周上，则该圆的圆心便是外心。然后选取一个任意的 k 值，比如对虚波 $\bar{S}-\bar{P}$ 可选取 $k=7,7.5,8$，……中的一个，然后分别以三个台为圆心、k 与各台 $\bar{S}-\bar{P}$ 的乘积为半径划出三个圆，三圆的诸交点构成三条弦，三弦的交点 E_1 与外心的连线便是震中轨迹线。根据一组台的资料可作出一条轨迹线，许多组台的许多条轨迹线的交点便是最后求得的震中。由三个台的资料给定任意 k 值时求得的点 E_1 与外心间的距离为 OE_1，最后诸轨迹线的交点与外心间的距离 OE_2，代入式 5-34 可求得 K 值，进一步由 5-35 式求得震源深度。

双曲线法

纵波和横波的走时差并不一定可以准确地测定震中位置，其原因是横波的初至有时不够清楚，另一方面首波 P_n 的初动却是清楚的。原则上说只要地震波的走时曲线满足直线方程的各种地震波都可以用双曲线法，在 $\Delta \gg h$ 时，直达纵波和横波也可以用。

设 t_1、t_2 分别表示某种地震波到达地震台 1 和 2 的时间，V 表示该波的传播速度，而 Δ_1 和 Δ_2 表示对两个地震台暂时尚是未知的震中距离，这时

$$\Delta_2-\Delta_1=(t_2-t_1)V \tag{5-36}$$

式右端为一已知常数（设 V 为已知），到这两个地震台的距离差为常数的动点的几何轨迹便是双曲线，双曲线的焦点便是台 1 和

台2。通常双曲线有两支，我们这里震中所在的一支是与地震波首先到达的地震台靠近的一支。动点的轨迹——双曲线就是震中轨迹线。

再应用第三个地震台所观测到的同一种波的到时，将第三台的数据和第一(或第二)台的数据配合起来，又可得到一条双曲线，两条双曲线的交点便是震中(图 5-32)。

作法：先根据已知 t_2、t_1、v 求得 $(t_2-t_1)v$ 的数值，然后根据

$$\Delta_2=(t_2-t_1)v+\Delta_1 \tag{5-37}$$

任意给定一 Δ_1 值，按上式得到一相应的 Δ_2 值，分别以台 1 和台 2 为圆心，Δ_1 和 Δ_2 为半径划圆，便得到两个交点；同样再给出一个 Δ_1，又得到一个相应的 Δ_2，又可得到两个交点，如此作下去可以得到很多点，所有交点的联线便是震中轨迹线。再选第三台与 1 台或 2 台组合又可求得一条双曲线。二双曲线的交点即是震中。

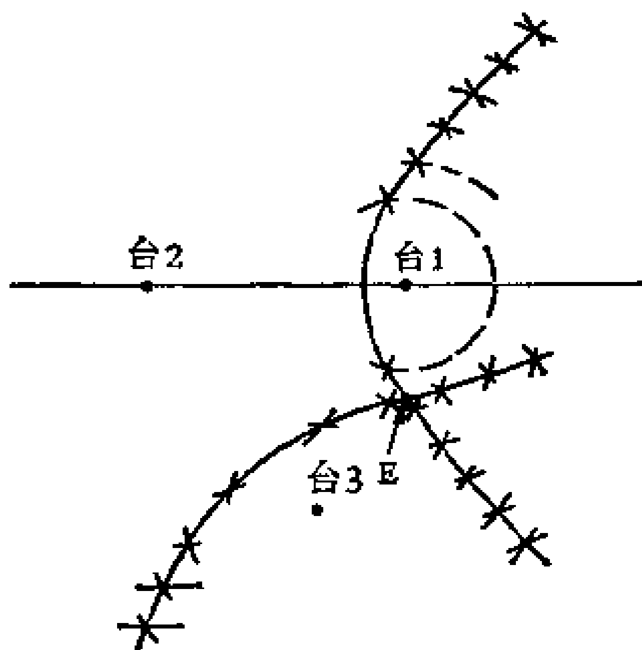


图 5-32 测定震中的双曲线方法

注意：在选择地震台时，尽量选择间隔距离比较大的台，选择第 3 及 4 台时使尽可能选择靠近 1、2 台所作出的双曲线的那些台，这样，双曲线相交成大角，结果较好些。

双曲线法当地震台很多时，操作太繁，这时可使用其他方法。

圆 周 法

这一方法特别适用于地震台数目较多，且地震台网距震中不太远时的情形。设有三个地震台 1、2、3，地震波的到时分别为 t_1、t_2、t_3，其中 $t_3>t_2>t_1$，如果地震波的速度为 v，则显然台 3 的震

中距比台 1 大$(t_3-t_1)v$ 公里，台 2 比台 1 大$(t_2-t_1)v$ 公里；如果以台 3 为圆心，距离$(t_3-t_1)v$ 为半径划一圆，该圆上必有一点与台 1 的震中距相等；同样以台 2 为圆心，以$(t_2-t_1)v$ 为半径所划之圆上亦必有一点与台 1 的震中距相等。如果我们能求得一个圆，使它的圆周通过台 1 而与以台 2、3 所作的二圆外接，则该圆的圆心便是震中；因为该圆心至台 1 的距离与至另外二圆切点的距离都等于该圆的半径。在测定震中时，则利用画有同心圆族的透明版（透明纸或赛璐珞），移动透明版，从中选出与所作各圆相切并通过台 1 的圆，该圆的圆心即是震中。

若地震台很多，地震波的到时分别为 $t_1<t_2<t_3<\cdots\cdots<t_n<\cdots\cdots<t_n$，在测定震中时，如果我们以第 K 台的数据为准，对于除 K 台外的各台均可以下列半径 R 划圆

$$R=(t_K-t_i)v \qquad K>i$$

$$R=(t_i-t_K)v \qquad K<i$$

将划有同心圆族的透明版叠于地图上，在透明版上选出一圆，前一式所划出的诸圆与之内接，后一式所划出的诸圆与之外接，则圆的圆心即是震中（图5-33）。

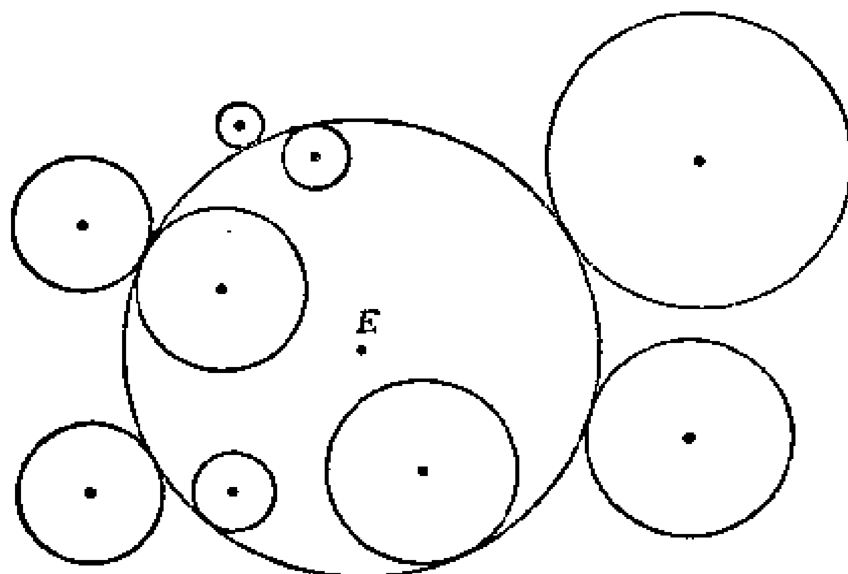


图 5-33　圆周法测定震中

圆周法可用于近震，但不用于地方震。其优点是操作简便，特别在地震台很多时，更突出其优点。缺点是必须知道地震波速，亦

定不出震源深度来。

引 中 线 法

使用引中线法时，通常地震台距震中较远，地震波的波前大体可视为平面。

设地震波到达台1、2、3的时间分别为 $t_1<t_2<t_3$，显然，在台1和台3的联线上必然能够找到一点2′，地震波到达2′的时间是 t_2。若2′的位置已知，则台2和2′点连线的中垂线上的各点作为震源便满足地震波同时到达台2和2′的条件，因此，中垂线便是震中轨迹线。2′的位置是这样求得的，联结台1和3，设地震到达2′的时间为 $t_{2'}$ ($t_{2'}=t_2$)则有

$$\frac{\overline{13}}{\overline{12'}}=\frac{t_3-t_1}{t_2-t_1} \qquad (5\text{-}38)$$

式中 $\overline{13}$、$\overline{12'}$ 分别表示台1至台3和台1至2′点的距离，在(5-38)式中 t_3-t_1、t_2-t_1 及 $\overline{13}$ 均为已知，故可求得 $\overline{12'}$。我们因为知道2′一定在台1和3的连线上，又知道2′点距台1的距离，自然便可求得2′点的位置，连接 $\overline{22'}$ 并作中垂线，就是震中轨迹线(图5-34)。如果再加入台4的资料，又可如上法求得一震中轨迹线，与前一震中轨迹线的交点就是所求的震中。引中线法常用于地震台网偏于震中一侧的情况，缺点是定不出震源深度。

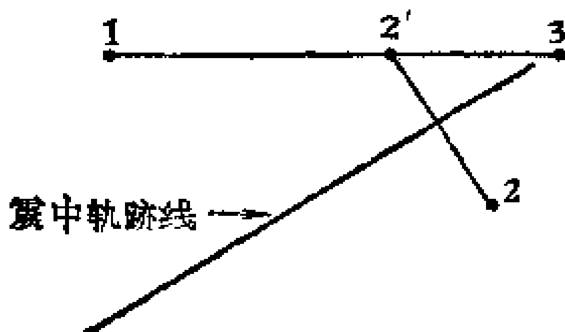


图5-34 引中线法

交 切 法

交切法是比较广泛采用的方法，使用这一方法必须有地震波的时距曲线或者说有关地震波的走时表。然而走时表不仅依赖于震源深度，而且还与地壳的构造以及地震波传播的速度有关。世界各地的地壳构造和地震波传播速度并不都是相同的，因此，要

给出一个通用的各种深度都有的走时表确是不可能的。在一个还没有制定出地方性的近震走时表的地区，可选用适合的走时表。震源的深度则考虑为地壳上层、地壳下层、地幔等几种情况；相应的地震波为$\overline{P}$、$\overline{S}$、P^*、S^*、P_n、S_n、P_*、S_*……等等：用这些波测定震中位置时，相应的震源可以说在地壳上层、下层或者是更深的地方。

在使用交切法测定震中时，是根据在同一台上观测到的两种波到时差t_2-t_1，然后在走时表上去查那两段波的走时差t_2-t_1所相应的距离，再以这一距离为半径划圆；有三个以上的圆便可在地图上交于一点，事实上由于观测地震波到时的误差所影响，许多台交切成一个小区域。这一小区域的中心便是震中（见图5-35）。

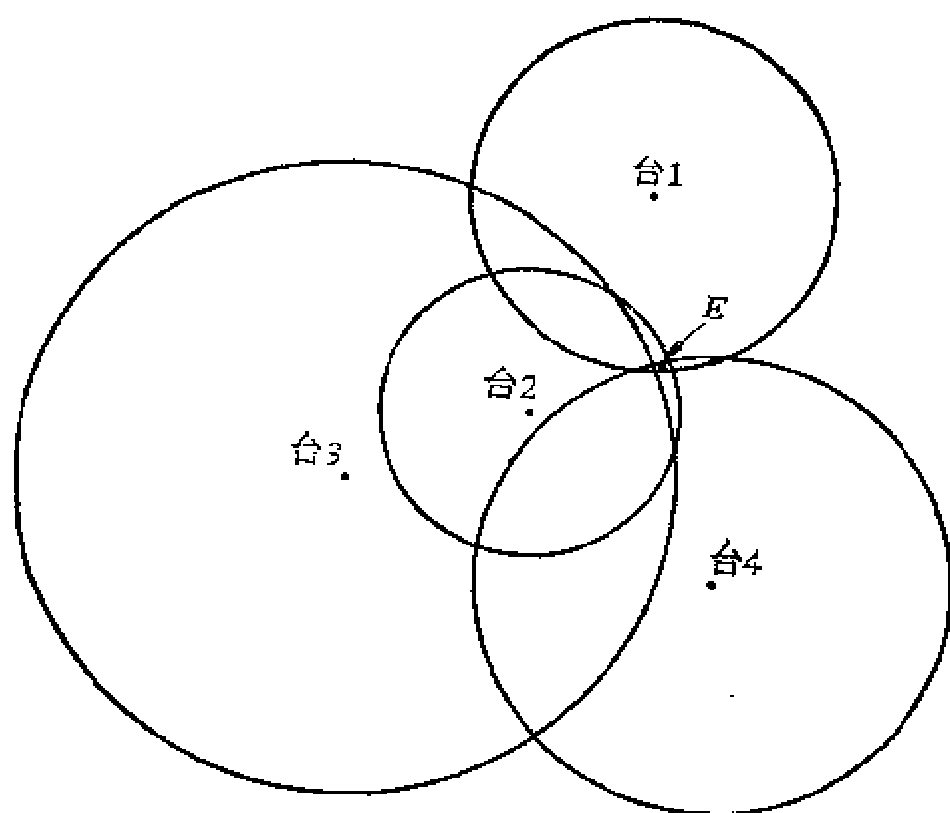


图 5-35　交切法测定震中

外心方位角法

设t_i、Δ_i、v、h分别为第i台的地震波走时，第i台的震中距

离、地震波速度及震源深度。若介质是均匀的，则有

$$v^2 t_i^2 = \Delta_i^2 + h^2$$

$$v^2(t_2^2 - t_1^2) = \Delta_2^2 - \Delta_1^2$$

$$v^2(t_3^2 - t_1^2) = \Delta_3^2 - \Delta_1^2$$

$$\frac{(t_2^2 - t_1^2)}{(t_3^2 - t_1^2)} = \frac{\Delta_2^2 - \Delta_1^2}{\Delta_3^2 - \Delta_1^2} \tag{5-39}$$

令 $K = \frac{t_2^2 - t_1^2}{t_3^2 - t_1^2}$，设坐标原点为三个台组成的三角形的外心，各台的坐标为 x_i、y_i，震中坐标为 x、y。因三个台都在以外心为圆心的圆上，故有 $x_i^2 + y_i^2 = R^2$。于是(5-39)式化为

$$K = \frac{x(x_1 - x_2) + y(y_1 - y_2)}{x(x_1 - x_3) + y(y_1 - y_3)} \tag{5-40}$$

设台 1 和台 2 的中垂线为 x 轴，则 $x_1 = x_2$，$y_2 = -y_1$。则(5-40)式化为

$$y = \frac{K(x_1 - x_3)}{2y_1 + K(y_3 - y_1)} x \tag{5-41}$$

显然，这是过原点的直线方程。令此直线与x的夹角为 γ，则有

$$\operatorname{ctg}\gamma = \frac{2y_1}{K(x_1 - x_3)} - \frac{y_1 - y_3}{x_1 - x_3} \tag{5-42}$$

定义方程(5-41)所确定的直线与过外心的指北方向的夹角为外心方位角 θ。显然

$$\theta = \beta - \gamma \tag{5-43}$$

β 为 x 轴与正北方向之间的夹角(图5-36)。

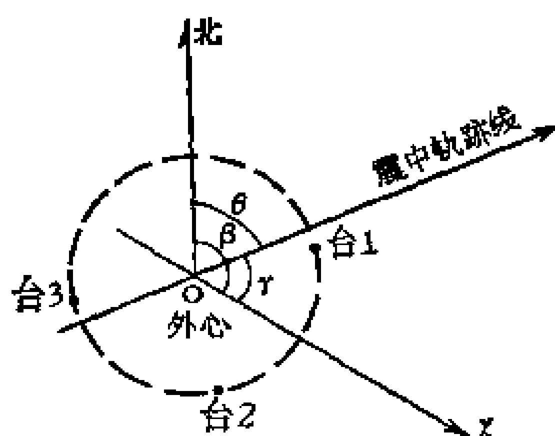


图 5-36

这样就可按(5-42)(5-43)二式算出 $\theta(K)$表，供测定震中时查用。

由于时间误差 δt_1，δt_2 和 δt_3 引起 θ 的误差 $\Delta\theta_t$

$$\Delta\theta_t = \Delta\gamma = \frac{M\sin^2\gamma}{K^2}\Delta K \tag{5-44}$$

在 $\theta(K)$ 表中可加上一栏 $\Delta\theta_t'$，即 $\Delta K=0.1$ 的 $\Delta\theta_t$ 值，以估计误差。

估计外心方位角的误差 $\Delta\theta$，还应根据具体情况加上一项作图误差 $\Delta\theta'$。故

$$\Delta\theta=\Delta\theta_t+\Delta\theta' \tag{5-45}$$

使用方法：

(1)每三个台为一组，计算 K、ΔK。

(2)查表求 θ，$\Delta\theta_t'$。再算 $\Delta\theta_t$，$\Delta\theta$：

$$\Delta\theta_t=\frac{\Delta K}{0.1}\Delta\theta_t'$$

$$\Delta\theta=\Delta\theta_t+\Delta\theta'$$

(3)过外心作方位角 θ 的直线，两条或更多的震中轨迹线的交点即是震中。

(4)对每条震中轨迹线作外心方位角为 $\theta\pm\Delta\theta$ 的两条直线，各组 $\theta\pm\Delta\theta$ 直线所夹的公共部分即所求的震中的误差范围。

等时量版法

为了使测定近地震震源位置的工作简单易行，同时使测定结果有比较高的精度，1958 年里兹尼钦科提出了等时量版法。特别是在水平方向和竖直方向地震波速度都不是常数时，这个方法更有突出的优点，下面我们首先讨论均匀介质情况下的等时量版法。

假设地震波在地下传播的速度为常数，而且其数值为已知，地震震源的坐标为 x，y 与 $z=h$，显然对于任何的震源深度 h 都可以计算出不同震中距离上地震波的走时来。计算时采用方程

$$t=\frac{\sqrt{\Delta^2+h^2}}{v}$$

在作量版时，分别以不同的 h 值进行计算，比如说 $h=5$ 公里作一量版，10 公里作一量版等等。对于各种深度情况下给定一系列 t 值，从而求得一系列的 Δ 值，然后以计算的 Δ 值为半径在透明版

(或纸)上按照测定震中时所用的地图比例尺划出同心圆族，并在各圆上注明相应地震波的走时，便制成了均匀介质情况下的等时量版。

一般地说等时量版可以采用纵波$\overline{P}$，横波$\overline{S}$或虚波$\overline{S}-\overline{P}$来作，虚波速度

$$v=\frac{v_{\overline{P}}v_{\overline{S}}}{v_{\overline{P}}-v_{\overline{S}}}$$

作量版时，深度区间的选择必须与测定深度的实际精确度相适应。而确定震源深度的精确度则取决于地震台网的密度，台站与震中的相对位置、时间服务的精确度等。

具体作法：将量版放在填有地震台的地图上，使每一地震台与相应于该台$t_{\overline{S}}-t_{\overline{P}}$值的圆周重合(图 5-37)，找到这些位置后量版的等时线便与地震在地面的时间场相重合，此时量版的圆心便是震中的位置所在。如果所选用的量版所相应的震源深度与地震的深度不符，则量版上的等时线便不能与各台的地震波走时的数据很好符合。此时，应换用不同深度的量版，直到量版上的等时线与地震台上地震波的实际观测走时较好地符合为止。这时量版的深度即是震源的深度，量版上的圆心即是震中。量版法的优点是比较实用且工作量小，测定震源位置不必计算和作图。同时可发现那些台的资料或解释资料有误。也容易发现某些台站由于具体地段的构造不均匀性所造成的地震波走时的系统偏差。

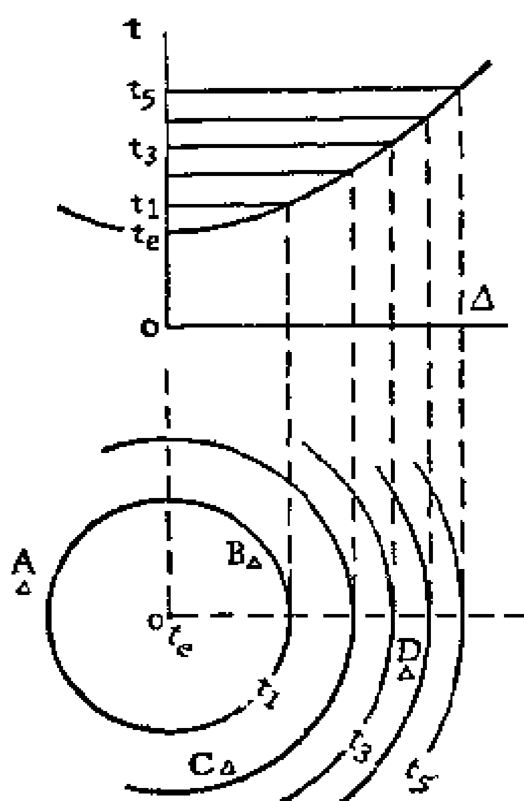


图 5-37　均匀介质情况下的等时量版

非均匀介质下的量版：

当介质有水平层状结构时，时间场已不是球面了，但地面上的等时线仍然还是同心圆。如果工作区的速度剖面已经确定出来，那就可以作出位于不同深度的时间场。这些时间场与地面的交线就是可用来确定震源位置的等时线量版。而且使用量版的方法与均匀介质情况下相同。

如果在研究地区内进行了详细的工作，比如曾经用人工爆破或天然地震的方法，了解到研究区内不仅在竖直方向上有不均匀性，而且在水平方向上也有，情况就不一样了。在这种情况下，当地震射线与分界面相交时，等时线的形状将改变。若震源与观测台同处于不均匀分界面的一侧，等时线系与均匀介质时相当；若震源与观测台位于界面的异侧，则时间场的形状将不仅与震源深度而且也与震中位置有关。

我们注意到一个事实：无论研究区内的介质是多么不均匀，地震波从震源至地震台所需要的时间，自然等于地震波从地震台至震源的时间。这就使我们可以设想与地震台重合的点就是震源，作出这个虚设震源的时间场，这个时间场便是地震台至平面上任何一点的走时；反过来说是任何一点至该台的地震波走时。这就是互换原理。是非均匀介质情况下作等时量版的基本的也是重要的概念。

现在讨论具有竖直平面 MN 形式的分界面，MN 的一侧为 I 区，相应的地震波速度为 v_1；另一侧为 II 区相应的速度为 v_2（图 5-38）。为明确起见，设 $v_2<v_1$。设有 ABCD 四地震台，它们各自的时间场如图 5-38 所示。各时间场就是分别以各台为震源而作出的。任取一个已画在透明纸上的时间场，例如 B 台的等时线族，把这个时间场放在同比例尺的地图上，使量版在水平面上转动180°，使旋转后量版上的 MN 线与地图上的 MN 线平行。然后平移，使量版上走时与地震台上地震波走时相等的那条曲线与地震台的位置重合，此时量版上等时线族的圆心便是震中可能的位置，平移量版，使地震台始终在上述等时线上，这时圆心也移动一条曲线，即是震中轨迹线。如果有三个台的资料便可确定出震中。

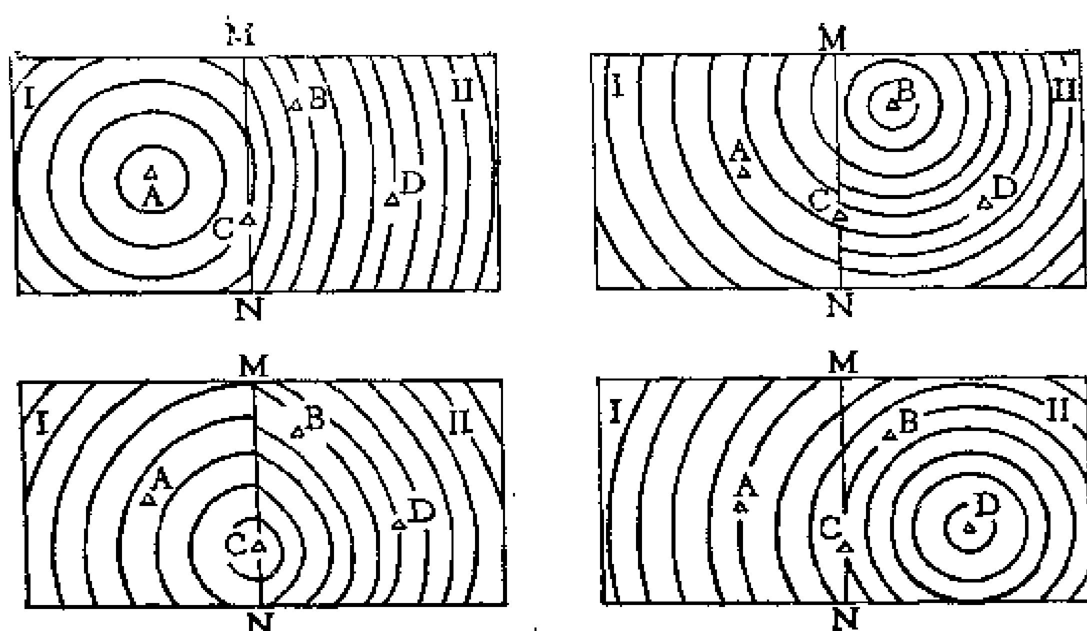


图 5-38

为了同时使用所有台站的资料，可以让各台的量版旋转180°，再平移以使各量版的中心(即作量版时的地震台)都重合在一起，便可以当作确定位于该地区任一点的震中的量版。每一个台在这样的量版上有自己的等时线系，使用量版时各台必须与自己的等时线系的相应等时线相重合。显然，如果地震台为数众多，在同一量版上都有各自的等时线系，那么量版上的等时线太多太乱，使用起来自然也是很不方便的，这时，可以分别不同的地区作出量版，尽可能使地区大小的选择使得同一量版上各台的等时线系所在的区域不迭合或迭合较少。

此外，还要注意下列几种情况：1.要作出各种不同深度的量版，以适应不同深度地震的需要；2.作量版的方法对于任何其他情况的分界面都是适用的，如倾斜平面或曲面，以及速度连续变化等情况都适用；3.对于台站不只分布在地面上，而且还位于地下相当深处的情况(例如，在研究矿井中的微弱震动和岩崩时，检波器可放在矿井深处)下也是适用的；4.如果有一竖直分界面，若有二地震台处于分界面的一侧且距分界面的垂直距离相等时，两个台的时间场是完全一样的，因而二者可共同使用一个等时线族，这自然是一个特例。

非均匀介质条件下的等时量版只有在研究区内已经作过详细的工作，各地区及各种深度情况下地震波传播速度为已知的条件下，才有条件制作这种量版，从而也才可能使用这种方法来测定震源位置。而且量版还要分地区按不同深度来作，因而作量版的工作量就是比较大的。因而这种方法只是对地震很多而且需要高精度地确定震源位置的场合是适用的。

方位角法

方位角法是根据纵波初动（地震图上的第一个振幅）来测定震中位置。为此先谈谈地震纵波初动的一些性质。纵波到达观测点时，观测点处质点的初动方向或者是指向震源的（图5-39a）或者与前者相反（图5-39b）；仔细观察便容易看出，当垂直分量向下时，

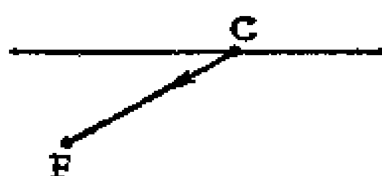


图 5-39a

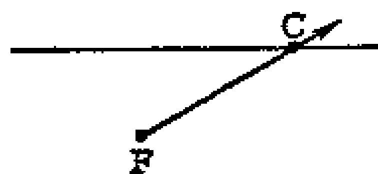


图 5-39b

水平分量的方向指向震中，当垂直分量向上时，水平分量的方向背离震中。在实际工作中，我们是用三分向的地震仪进行记录的，一般的情况下纵波的初动便为三个分向（东西向记为E-W、南北向S-W和竖直向Z)的仪器所记录。工作时，从地震图上量取二水平方向上的纵波初动振幅，根据仪器的频率特性曲线将测得振幅换算为各方向上的地动位移，然后求出角度 θ（图 5-40），通常地动位移以微米 μ 计算，显然

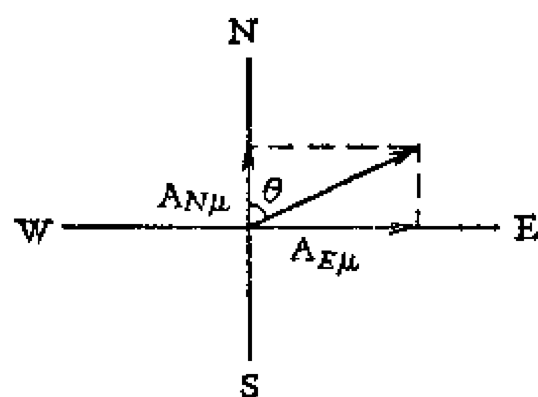


图 5-40

$$tan\theta = \frac{A_{E\mu}}{A_{N\mu}} \tag{5-46}$$

式中 $A_{E\mu}$、$A_{N\mu}$ 分别表示以微米计的东西向和南北向的纵波初动位移。再看竖直向是向下时，水平向合成的方向便指向震中；竖直向是向上时，与水平向的合成方向相反的方向才是指向震中的方向，便可求震中的位置了。

利用一个台的资料时，可根据纵波初动方向求得指向震中的方向，再根据该台纵横波的到时差求得震中距离，也就可以得到震中位置了。这一方法对一个地震台来讲，是测定震中位置常用的方法。

第八节 测定发震时刻的方法

发生地震的时间称为发震时刻。无论是远震或近震都可以根据走时表求得发震时刻 t_o，方法是当已知某台的震中距离 $\varDelta$ 时，便可在走时表中查得相应的 P 波走时，P 波的到时减去走时便是发震时刻。对于其他的波，对于有深度的情况，方法也是一样的。对于近地震，如果传播速度可以看做常数的话，测定发震时刻还有以下一些不依赖于走时表的方法。

和 达 法

显然，震源距离

$$D = v_{\bar{P}}(t_{\bar{P}} - t_o)$$

又

$$(t_{\bar{S}} - t_{\bar{P}}) = \frac{D}{v_{\bar{P}}}\left(\frac{v_{\bar{P}}}{v_{\bar{S}}} - 1\right)$$

由以上二式消去 D，可得

$$(t_{\bar{P}} - t_o) = K(t_{\bar{S}} - t_{\bar{P}}) \tag{5-47}$$

式中

$$K = \frac{1}{\dfrac{v_{\bar{P}}}{v_{\bar{S}}} - 1}$$

由(5-47)式可知 $t_{\bar{P}}$ 与 $(t_{\bar{S}} - t_{\bar{P}})$ 为一直线关系，且当 $t_{\bar{S}} - t_{\bar{P}} = 0$ 时，$t_{\bar{P}} = t_o$；若我们取 $(t_{\bar{S}} - t_{\bar{P}})$ 为纵坐标、$t_{\bar{P}}$ 为横坐标，在直角坐标纸

上划出两个坐标轴来（注意：坐标原点选在何处无关紧要，只要 $t_{\bar{S}}-t_{\bar{P}}=0$ 的点在横轴 $t_{\bar{P}}$ 上就行，在横轴上直接写上多少分、秒即可），对于每个台可根据它的 $t_{\bar{P}}$、$(t_{\bar{S}}-t_{\bar{P}})$ 在图上求得一个点；将对应于许多台的所有点联结起来成一直线，让直线延长与横轴相交，因为在交点处 $t_{\bar{S}}-t_{\bar{P}}=0$，从而 $t_{\bar{P}}=t_o$，故交点处的 $t_{\bar{P}}$ 值即是 t_o 值。（参见图 5-41）

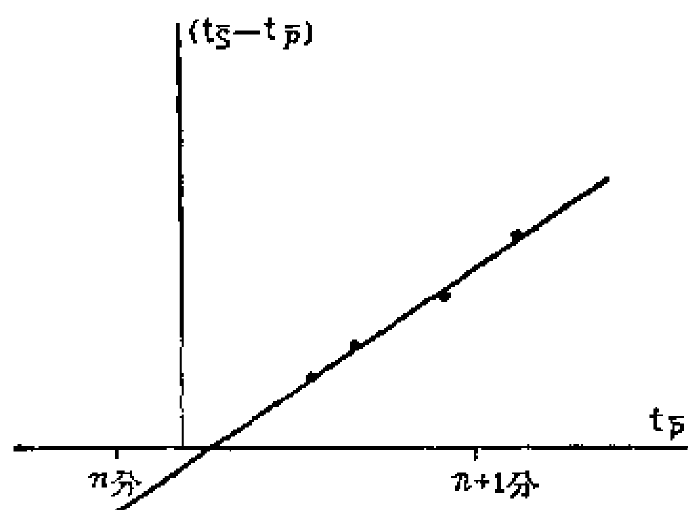


图 5-41

例：某地区有四个地震台（图5-42），它们记录到的某次地震的纵波到时 $t_{\bar{P}}$ 和纵横波到时的时间差 $t_{\bar{S}}-t_{\bar{P}}$ 列于表 5-6 中。按各台的 $t_{\bar{P}}$、$(t_{\bar{S}}-t_{\bar{P}})$ 值得到各点的位置，然后联结各点为一直线，与横轴的交点为 $t_o=55.8$ 秒。

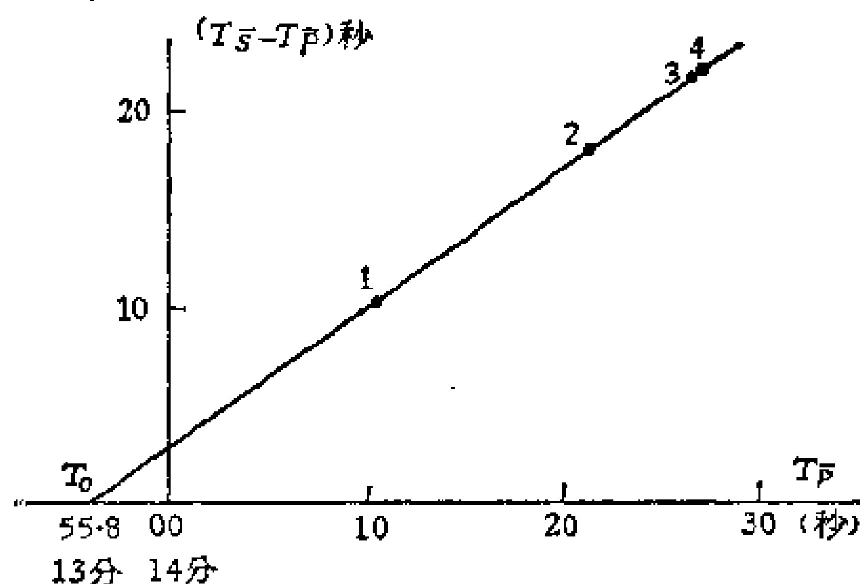


图 5-42

表 5-6

台　号	$t_{\bar{P}}$ 时　分　秒	$t_{\bar{S}}-t_{\bar{P}}$ 秒
1	01—14—10.3	10.4
2	01—14—21.2	17.8
3	01—14—26.7	21.6
4	01—14—27.8	22.0

萨瓦林斯基方法

使用这一方法时，只需要知道几个地震台上地震直达纵波的到时 $t_{\bar{P}}$ 和直达纵波和横波的到时差 $t_{\bar{S}}-t_{\bar{P}}$。显然，震源距离

$$D = v_{\bar{P}}(t_{\bar{P}} - t_o) \tag{5-48}$$

$$D = v_{\bar{S}}(t_{\bar{S}} - t_o) \tag{5-49}$$

联立二式消去 D 则有

$$\frac{t_{\bar{S}} - t_o}{t_{\bar{P}} - t_o} = \frac{v_{\bar{P}}}{v_{\bar{S}}} \tag{5-50}$$

设　　$t_o = x$；　$\dfrac{1}{\dfrac{v_{\bar{P}}}{v_{\bar{S}}} - 1} = y$

代入上式得

$$y = \frac{t_{\bar{P}} - x}{t_{\bar{S}} - t_{\bar{P}}} \tag{5-51}$$

根据此式为一个直线方程，因为在平面上只要有两点便可绘出该直线来，因此，假设两个 x 值，从而得到两个 y 值，每一对 x、y 值在直角坐标系$(x、y)$中确定一个点的位置，两个点的联结线便确定了直线。许多地震台的数据便可作成许多条直线，因为对各地震台应有共同的发震时刻 t_o，因而诸直线必定有一交点，该交点的横坐标便是 t_o，纵坐标 $y_o = 1/(v_{\bar{P}}/v_{\bar{S}} - 1)$。

例，设有三个地震台(图5-43)，各台纵波的到时 $t_{\bar{P}}$ 和纵横波到时差 $t_{\bar{S}}-t_{\bar{P}}$ 如下表 5-7 所示，设 13 分 50 秒、14 分 05 秒，对各台相应的 y 值亦列于表中。

表 5-7

台号	t_P 时 分 秒	$t_S - t_P$ 秒	x 分 秒	$y = \frac{t_P - x}{t_S - t_P}$	x 分 秒	$y = \frac{t_P - x}{t_S - t_P}$
1	01-14-10.3	10.4	14-05	0.52	13-50	1.95
2	01-14-17.8	17.8	14-05	0.91	13-50	1.75
3	01-14-26.7	21.6	14-05	1.005	13-50	1.70

对于上表中每一个台所求得的两个点的位置在图中联结为直线，相应的三直线交于一点，其横坐标 $t_0 = 55.8$ 秒、纵坐标 $y_0 = 1.46$ 秒，由 y 和比值 $\frac{v_P}{v_S}$ 的关系可求得 $\frac{v_P}{v_S} = 1.67$。此法与和达法比较，还是和达法简单易行。

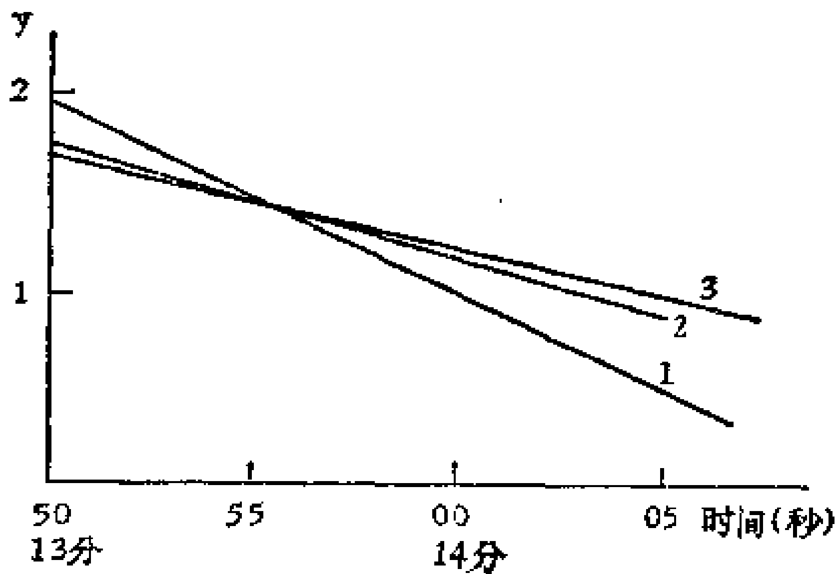


图 5-43

第九节　远震震中位置的测定

测定远震震中位置的方法也可分为两类，一类是根据方位角定震中，另一类则是根据地震波的走时定震中。有时方位角和走时的数据结合使用。关于震中距离的确定前已述及，今特叙述方

位角的测定方法。

方位角的测定

震中方位角是经过地震台的经线（或称子午线，以向北为准）与自地震台向震中所引大圆弧间的夹角，按顺时针方向计算。通常在测定方位角时使用 P 波的初动。取二水平分量 P 波的初动振幅为 A_E、A_N（以毫米计），将它们换算为地动位移，得方位角 α 的正切

$$\tan\alpha = \frac{\dfrac{A_E \times 1000}{V_E}}{\dfrac{A_N \times 1000}{V_N}} \tag{5-52}$$

式中 V_E、V_N 分别为东西分向、南北分向仪器的动态放大倍数，乘子1000是为了使地动位移以 μ（千分之一毫米）计。用上式只能求出 $\alpha<90°$ 之值，而实际上地震可能发生在地震台的任意方向，为了便于确定震中所在的象限，可用下表5-8。

表5-8

分向	E—W	N—S	Z	震中方位角	震中方向
方	向东	向北	向下	$0°<\alpha<90°$	东北
	向西	向南	向上	$0°<\alpha<90°$	东北
	向东	向南	向下	$90°<\alpha<180°$	东南
	向西	向北	向上	$90°<\alpha<180°$	东南
	向西	向南	向下	$180°<\alpha<270°$	西南
	向东	向北	向上	$180°<\alpha<270°$	西南
向	向西	向北	向下	$270°<\alpha<360°$	西北
	向东	向南	向上	$270°<\alpha<360°$	西北

设由上式求得的方位角为 α_0，则以 α 表实际的方位角，则震中在台的东北时 $\alpha=\alpha_0$，在东南时 $\alpha=180°-\alpha_0$，在西南时 $\alpha=180°+\alpha_0$，在西北时 $\alpha=360°-\alpha_0$。

原则上说 PP、PPP、sP、PKP、PcP 等波的初动都可以用来测定方位角，但它们的到达没有受到其他波的干扰才行；否则便不能用。

此外，使用面波也可以计算 α，为此需判断面波的性质，是瑞雷波还是勒夫波。勒夫波无垂直分量，二水平分量的合成方向与地震台指向震中的方向相垂直，因此可求得震中的方位(注意不是方向)，三个台的资料便可确定出震中位置。瑞雷波的质点运动轨迹为逆进椭圆，当垂直向由向上的最大变为零时，相应的二水平分量的合成方向指向震中，故可求得震中方位角。有两个台的资料便可确定震中。

如果地震不远，可以运用方位角直接在地图上作图以测定震中(实际上，由于地球的不均匀性，方位角法的误差可能很大)。

吴尔弗网

如果地震较远，则可采用计算的方法；但计算的方法太繁，实际工作中极少使用。最方便的是在吴尔弗网上操作的方法。

吴尔弗网在许多学科中有着很广泛的应用，主要是用它来解球面三角问题，特点是简单方便，代替了复杂的运算。在地震学上常常用来测量距离、角度，测定震中位置，测定震源的动力参数等。下面简单介绍这种网的性质及其应用。

设有一个球面，其球心为 O。兹先讨论球极平面投影。原则上说球面上任何一点均可作为极点，令设球面上 N 点为极点，连接 NO 并交于球面的 S 点——也是极点；设有一平面垂直於 NS 线段且过 O 点，该平面与球面的交线称为赤道，或称为 N 点(或 S 点)的赤道。[参见图 5-44(a)] 赤道所在的平面称为赤道平面。令以 S 为投影点，连接球面上任意点 P 与赤道平面交于 A 点，A 点即是 P 点的投影；通过 $NPQS$ 诸点的大圆在赤道面上的投影为 QQ' 直线段。显而易见凡是过极点的大圆在赤道平面上的投影都是直线(半径为无穷大的圆)。

在球面三角上曾经证明：球面上的圆在赤道平面上的投影仍

然是圆，但球面上圆的圆心在赤道平面上的投影点一般均不是投影圆的圆心。

如图 5-44(b)，作大圆ABC，其在赤道平面上的投影为AEC，若改变大圆面与赤道面的夹角 φ，比如令 $\varphi=0°, 10°, 20°, \cdots\cdots$，便可得到一系列的投影圆弧，结果如图 5-45 (a)。如图 5-44(c)，设有一平行于 WNE 的平面与球面相交为一小圆 FCD，其投影

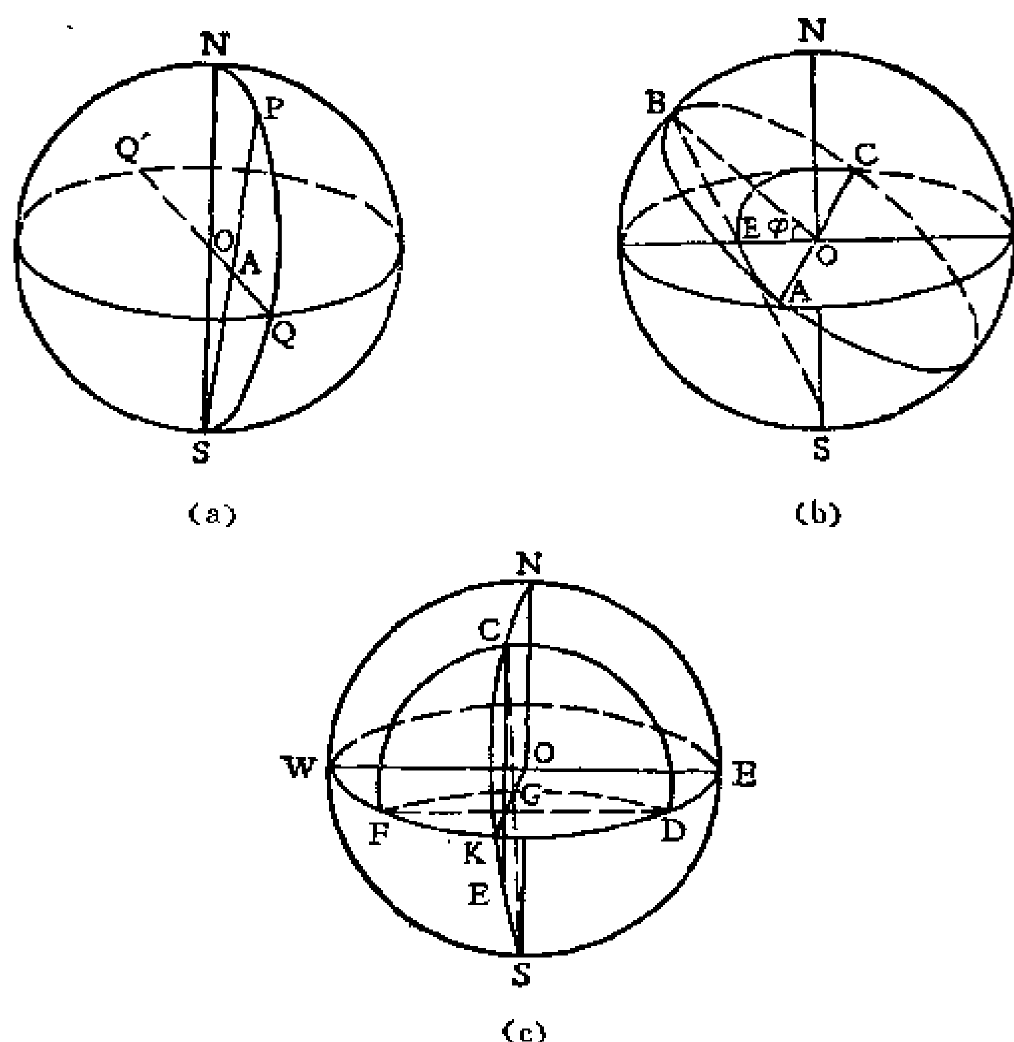


图 5-44

为 FGD 圆弧，设改变角 $\angle COK=\theta$ 的大小，同样可得一系列投影圆弧，如图 5-45(b)；注意：图5-45(a)的各圆弧都是大圆投影，而图 5-45(b) 的各圆弧除直径外都是小圆投影。将图 5-45(a)和 5-45(b)叠合起来就是吴尔弗网（图5-46)。图中每圆弧间的夹角为 10°。实际应用的吴尔弗网夹角只一度。图网将外圈的大圆平

分为 360°，将大圆赤道 AOB 分为 180°。

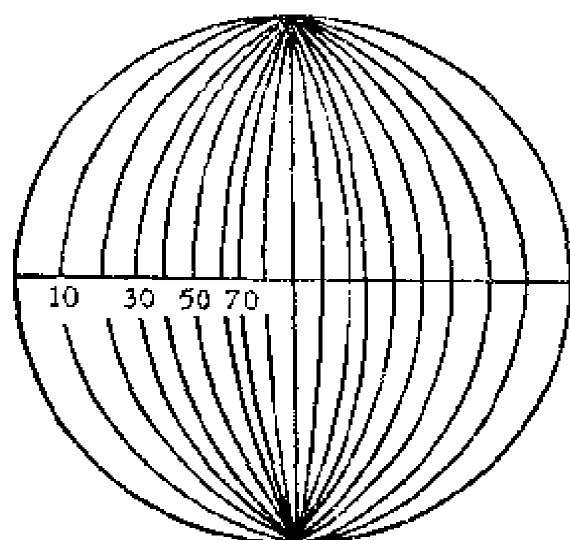
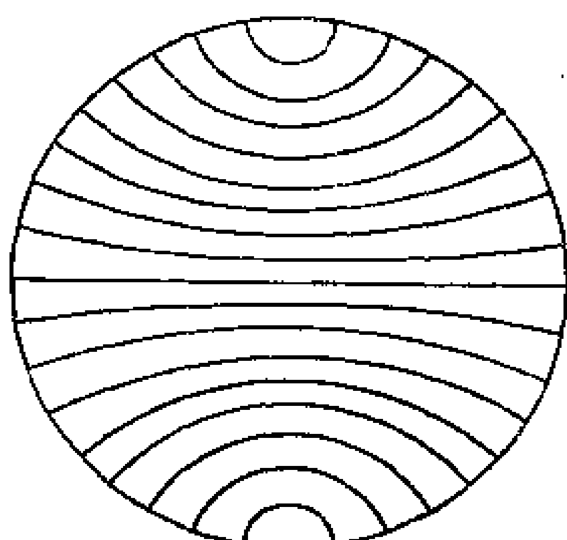


图 5-45(a)


图 5-45(b)

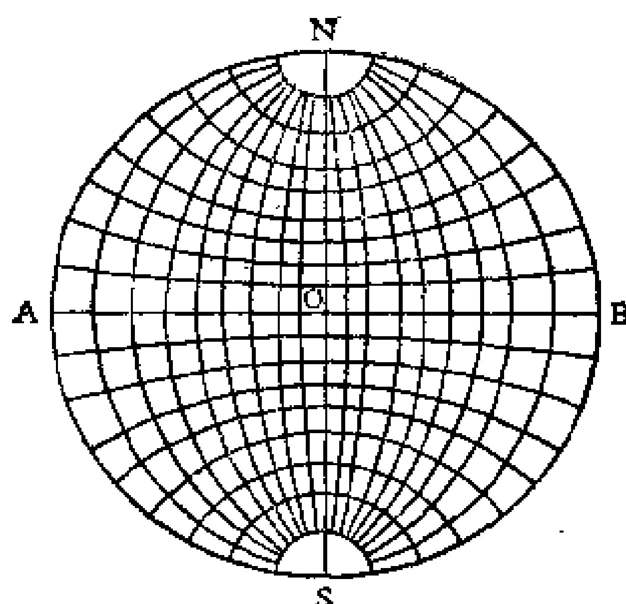


图 5-46 吴尔弗网

吴氏网上测定震中位置的方位角法：

以往我们也常用吴尔弗网测定震中位置，但以前的办法把网的中心看作北极，使用有些不方便。今给出一些简便的办法如下：

(1) 单台测定震中位置的方法 设已知某地震台的经纬度为 (λ_S, φ_S)，以及该台根据地震图求得的震中距 Δ 和震中方位角 α。

①当 $\alpha \leqslant 180°$ 时，设地震台在 N 处（透明板上），大圆 $\overparen{ANB}$ 是过地震台的经线，沿 NB 弧数 $90° - \varphi_S$ 度即是北极位置（参见图 5-47）。这时 $\overparen{NBS}$ 弧上的各点 $\alpha = 0$，方位角即从此量起，往左数出方位角为 α 的经线，再沿此经线自 N 往下数 Δ 度即得震中 E。

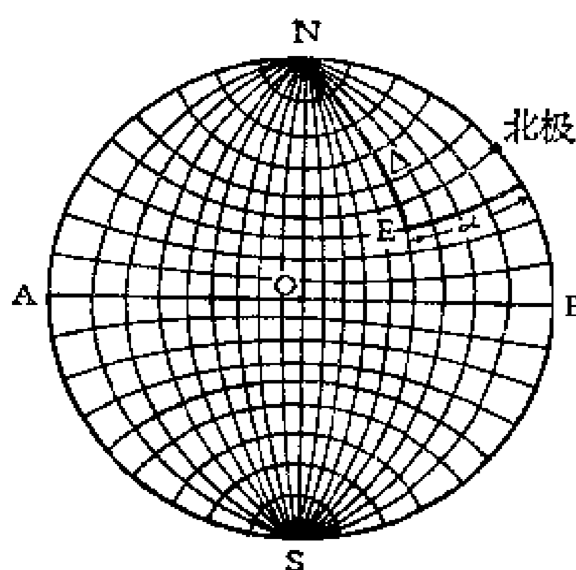


图 5-47

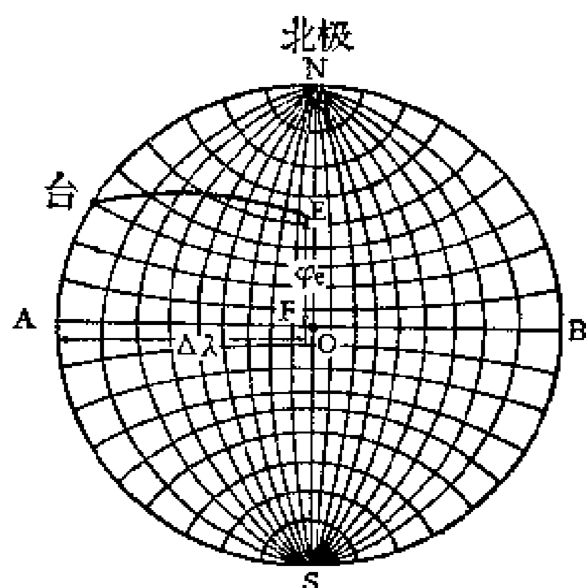


图 5-48

然后转动透明版，让板上的北极与网上的 N 点重合（参见图 5-48）。这时网上的网格便是地球上的经纬线。自震中 E 沿所在大圆弧数出 $\widehat{EF}$ 段的度数，即为震中纬度；若 E 在 $\overline{AB}$ 之上为北纬，$\overline{AB}$ 之下为南纬。设 $\overline{AF}$ 间相差 $\varDelta\lambda$，则震中经度为 $\lambda_e = \lambda_S + \varDelta\lambda$。

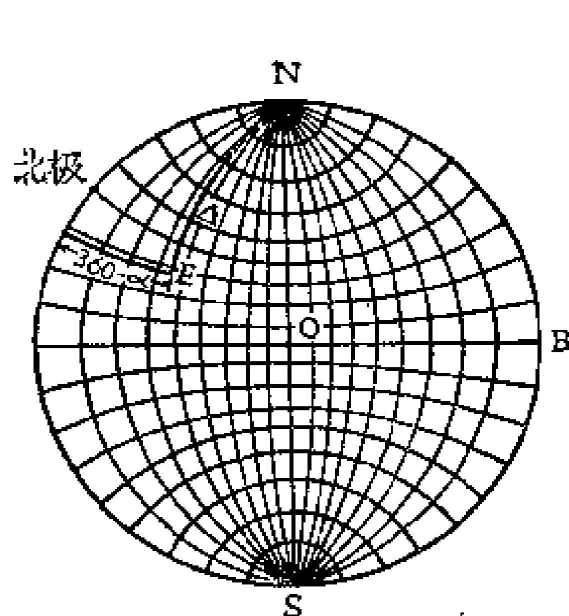


图 5-49

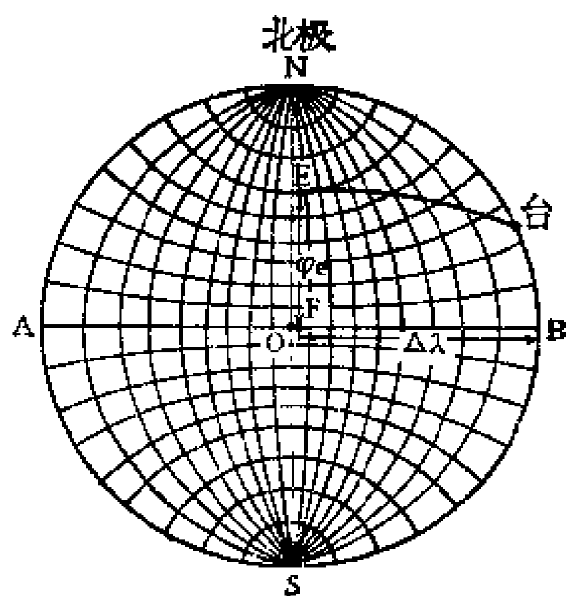


图 5-50

②当 $\alpha > 180°$ 时仍设台在 N 处，但将北极置于左边（见图 5-49），据 $\varDelta$，$360° - \alpha$ 求得震中 E。转动透明版，使北极与 N 点重

合。读出$\widehat{EF}$间的度数，即为震中纬度φ_e；量得$\varDelta\lambda$（见图5-50），则震中经度为$\lambda_e = \lambda_S - \varDelta\lambda$。若$\lambda e$为负值即是西径。

（2）单台直接读出震中的方法　到目前为止，用吴尔弗网测定震中位置，都要旋转置于网上的透明版，能不能不旋转透明版而直接读出震中呢？让我们分析和回答这一问题。

为什么要旋转透明版呢？因为在测定震中的过程中，实质上是有两组坐标系。一是地球上的经纬度坐标系，另一组是透明版上的α、$\varDelta$坐标系。因为透明版上什么线条也没有，所以必须借用网上的坐标系，以便求得版上的$\varDelta$、α坐标，因此，必须旋转透明版。如果不能旋转透明版而直接读出震中，那么，版上必须有一个绘好了的、网格俱全的α、Δ坐标系。这样便不需借用底图吴尔弗网上的坐标系了。实际上这样作以后，透明版也不需要了。

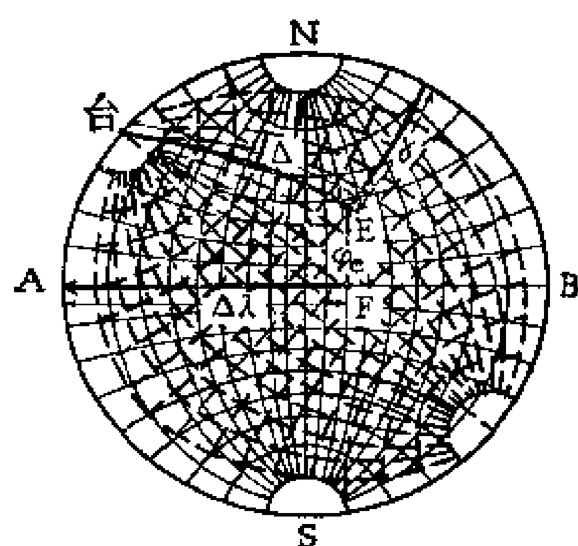


图5-51

例如：设某台的纬度为40°N。选一张吴尔弗网图，在该图上再绘出一个以台为极点的吴尔弗网（实际就是两个吴尔弗网绘在一张纸上），如图5-51上虚线的网格。这时，N为北极，S为南极，$\widehat{NAS}$就是过地震台的经线，直线$\overline{AB}$为赤道。这样便可以从虚线网格上根据α、$\varDelta$值立刻得到震中E。根据实线的经纬线网格立即直接读出震中纬度φ_e和$\varDelta\lambda$（见图5-51）；于是得震中经纬度为φ_e、$\lambda_e = \lambda_S + \varDelta\lambda$。若$\alpha >$ 180°，则用360°$-\alpha$代替α，结果为φ_e、$\lambda_e = \lambda_S - \varDelta\lambda$，其他读法同前。

这样一来，单台测定震中的工作，便简化为看一次图了。

（3）多台测定震中位置的方法　根据两个以上台的方位角数据测定震中的方法，要稍繁一些。设图5-52中：N为北极，$\overline{AB}$

为地球赤道，设 A 点的坐标为（$\lambda=0°$，$\varphi=0°$），则O点为（$\lambda=90°$，$\varphi=0°$），B点为（$\lambda=180°$，$\varphi=0°$），（亦可设 A 点坐标为 $\lambda=\lambda_A$，则O为 $\lambda=\lambda_A+90°$，余此类推），于是在透明版上很容易求得各地震台的位置。并在透明版上描出过各台的经线（即大圆弧线）。转动透明版，使某一地震台处于$\overline{OB}$线段上，描出以台为极的赤道$\widehat{NKLS}$（图 5-52），它与描出的过台的经线交于点 L，自 L 起沿地震台赤道顺箭头所指方向数 α 度，得 K 点，联结台和点 K 作一大圆，即是与方位角 α 相应方位大圆。两个以上地震台的资料，便可依同法求得两个以上方位大圆，它们的交点即是震中。然后将量版转回原处，以吴尔弗网上读出震中的经纬度即可。当震中在西经时，则要绘出与方位大圆对称的大圆（图 5-52 中虚线所示），其他操作方法相同，但求得的经度为西经。读纬度时始终是$\overline{AB}$之上为北纬，$\overline{AB}$之下为南纬。

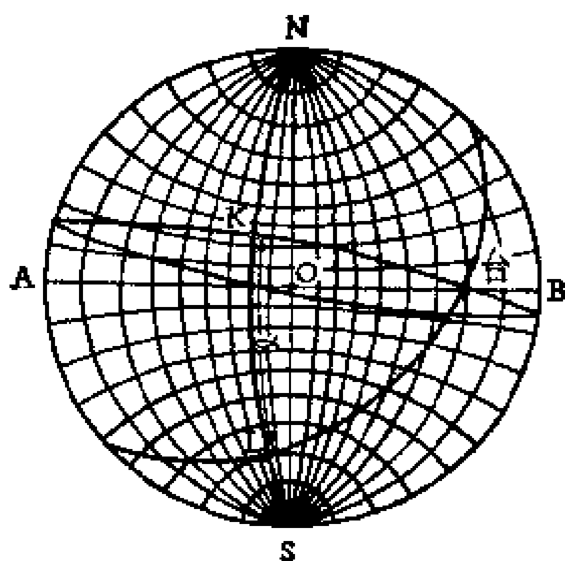


图 5-52

根据一些台的方位角和另一些台的震中距，也可以用吴尔弗网测定震中，或者只有数台的震中距也可测得震中。同时，根据吴尔弗网的原理，任何一点都可指定为北极或地震台，甚至也可事先指定任何一点为震中，都可以求解。

例如：设已知某台的经纬度和 α、Δ 值。指定透明版上任一点为震中，通过震中绘出任一大圆，自震中沿大圆数 Δ度即得地震台的位置，作以地震台为极的赤道，自此赤道与上述大圆的交点处起，沿地震台赤道读出 $-\alpha$ 度得一点，过此点和台作一大圆，从台开始沿此大圆数出 $90°-\varphi_S$ 度得北极。作北极的赤道大圆，再过震中，北极作一大圆，与北极的赤道大圆交于点 K。震中 E 与 K

间沿大圆弧数出的度数，即为震中纬度。设过北极、台所作的大圆与北极赤道大圆交于点 M，则 M 与 K 间的度数（在北极赤道大圆上读出）则为地震台与震中的经度差。于是便求得震中的经纬度。这是一个反演问题，工作中虽不常用，但对我们掌握和运用原理是有帮助的。

波阵面法

我们把某个震相同时到达的那些点所构成的面叫作波阵面。当地震相对于一组台网够远时，可以把波阵面看作平面。它与地面的交线近似一直线，如图 5-53 之 $\overline{AD}$，S_1 为地震台。波阵面在地表以该波的视速度传播。设地震波首先到达 S_1 台，单位时间（如 1 秒）后到达 $\overline{AD}$ 的位置，S_1 与台 S_i 间的距离以 l_{1i} 表示，地震波到达各台的时间为 t_1。台 S_1 与 A 点间的距离为（单位时间内的距离）

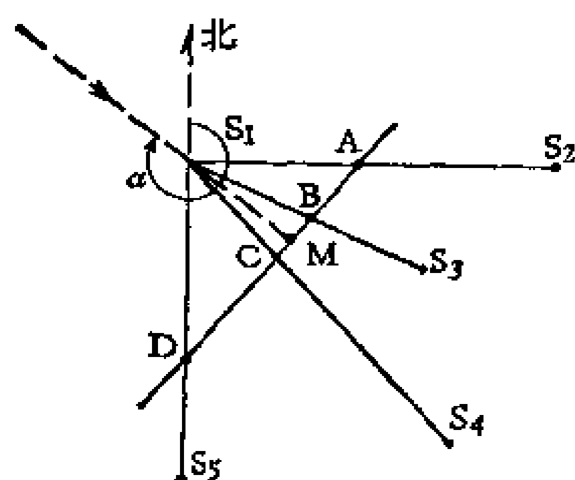


图 5-53　波阵面法测定震中

$$\bar{V}_{12}=\frac{l_{12}}{t_2-t_1} \tag{5-53}$$

对其它各台所相应的 B、C、D 各点则有

$$\bar{V}_{1i}=\frac{l_{1i}}{t_i-t_1} \tag{5-54}$$

于是便求得了波阵面的位置。连接 A、B、C、D 各点近似为一直线。因波阵面与波传播的方向垂直，故自 S_1 引一直线垂直于 $\overline{AD}$，便是波传播方向，从而便求得了方位角 α。

S_1 与 M 点间的距离便是视速度 $\bar{V}$。由于在不同的震中距离上，视速度大小不同，故可根据视速度大小，反推震中距离 Δ。求

得 α、Δ 启便可按方位角法测定震中了。为使用方便计，表 5-9 中给出了浅源地震时各视速度相应的震中距离。

表 5-9　震中距离 Δ° 与相应的视速 $\bar{v}$ 表

$\bar{v}$	Δ°	$\bar{v}$	Δ°	$\bar{v}$	Δ°	$\bar{v}$	Δ°
7.7	1°	11.4	23°	14.6	50—51°	19.2	73—74°
7.8	2—6°	11.6	24°	14.8	52°	19.5	75°
7.9	7—8°	11.8	25°	15.0	53°	19.8	76—77°
8.1	9—10°	12.1	26°	15.2	54°	20.2	78°
8.2	11°	12.2	27°	15.4	55—56°	20.6	79°
8.3	12°	12.3	28—29°	15.9	57—58°	21.0	80°
8.4	13°	12.6	30—31°	16.1	59°	21.4	81—82°
8.5	14°	12.8	32—33°	16.3	60—61°	22.2	83—84°
8.6	15°	12.9	34°	16.8	62—63°	22.6	86°
8.8	16°	13.1	35°	17.1	64°	23.1	87—88°
8.9	17°	13.2	36—38°	17.3	65—66°	23.6	89°
9.0	18°	13.4	39°	17.6	67°		
9.7	19°	13.6	40—42°	17.9	68°		
10.7	20°	13.7	43—44°	18.2	69—70°		
11.0	21°	14.1	45—47°	18.5	71°		
11.2	22°	14.4	48—49°	18.8	72°		

使用这一方法主要是确定方位角 α 比较好。确定距离时比较差。因为视速度虽然是震中距离的函数，但在某些距离上视速度的变化不大，因而所确定的距离 Δ 误差较大。同时，视速度的大小还取决于震源深度，若不考虑震源深度自然 Δ 的误差会更大。

测定远震震中的交切法

当已知三个台的震中距离时，可以采用交切法测定震中的位

置。交切是在一种球极平面投影图上进行的。设S、N是地球的南北极，S为投影点，赤道平面为投影面（见图5-54）。由图上可见P点的投影为A点；当P点绕地轴旋转一周时构成一个纬线，其投影也构成一个绕圆心O的圆。许多纬线的投影就构成一族同心圆。而子午线$\overset{\frown}{NPBS}$的投影是过圆心O的直径（图5-54），许多子午线就构成一族放射线（图5-55），两族线叠合便是交切时所用的投影图。注意：工作时所用的投影图上各纬圈是半径按等差级数增长而划成的同心圆，并不管纬圈实际表示多少纬度。设有地震台C（图5-56），

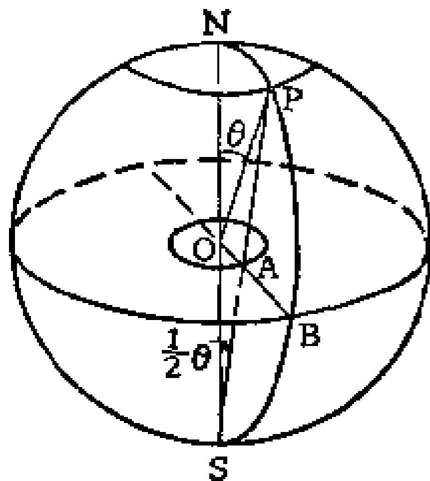
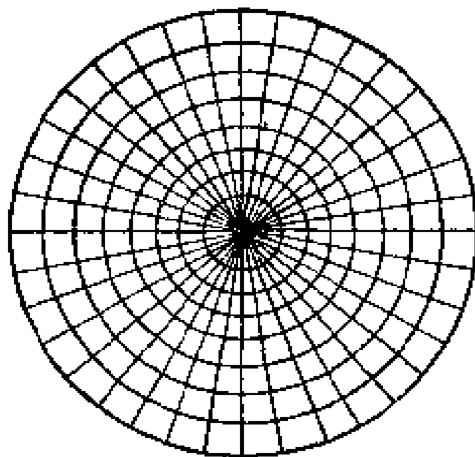


图 5-54


图 5-55

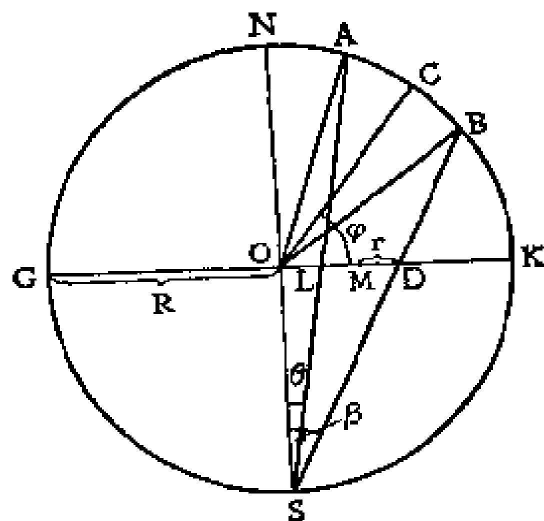


图 5-56

其震中距离为Δ，以C为中心，取距离为Δ的两点A、B，这两点的投影分别为L、K，因为球面上的小圆在投影面上亦是小圆，故L、K的长度便是投影圆的直径，显然地震台的投影点并不是投影圆的圆心，但投影圆的圆心就是LK的中点M。只需求得M点的位置和投影圆的半径r即可划圆作图。

设$d=\overline{OM}$，$r=\overline{KM}$或ML，有

$$d=\frac{1}{2}(\overline{OK}+\overline{OL})$$

$$r=\frac{1}{2}(\overline{OK}-\overline{OL})$$

代入

$$\overline{OK}=R\tan\beta=R\tan\frac{1}{2}(90°-\varphi+\Delta)$$

$$\overline{OL}=R\tan\theta=R\tan\frac{1}{2}(90°-\varphi-\Delta)$$

于是得

$$d=\frac{1}{2}R\left[\tan\frac{1}{2}(90°-\varphi+\Delta)+\tan\frac{1}{2}(90°-\varphi-\Delta)\right] \qquad (5\text{-}55)$$

$$r=\frac{1}{2}R\left[\tan\frac{1}{2}(90°-\varphi+\Delta)-\tan\frac{1}{2}(90°-\varphi-\Delta)\right] \qquad (5\text{-}56)$$

整理上式得

$$d=\frac{R\cos\varphi}{\sin\varphi+\cos\Delta}, \qquad r=\frac{R\sin\Delta}{\sin\varphi+\cos\Delta} \qquad (5\text{-}57)$$

为方便计，常令 $R=100$。实际上工作中已根据每一台的地心纬度并给定一系列 Δ 值计算出 d、r 值来，以便工作时查用。交切时首先在图上找到地震台所在之经纬度(图 5-57 上台的经度是东经42°)，然后根据地震台的纬度 φ 和震中距 Δ 查表得 d、r，据 d 求得圆心的位置，以 r 为半径划圆。若有三个地震台，则可划

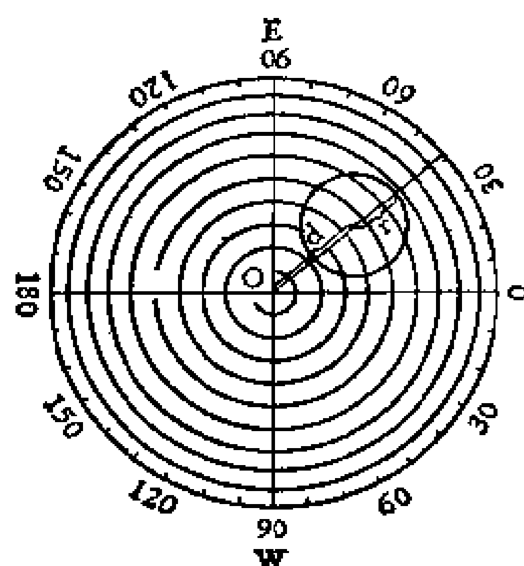


图 5-57

出三个圆，三圆的交点便是震中。连接震中与圆心O并延长至圆的边缘即可读出震中的经度值，纬度φ_e可由下式确定（参见图5-58）

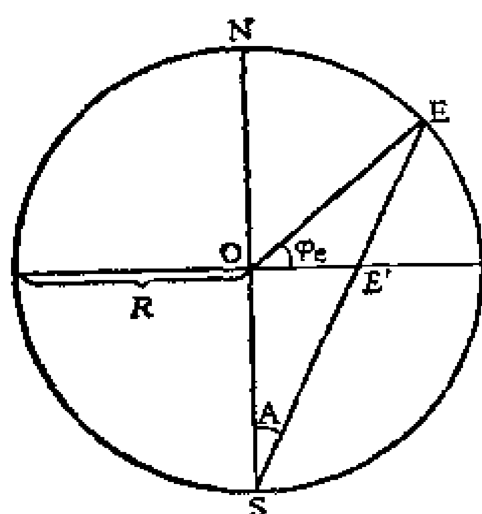


图 5-58

$$\overline{OE'}=\tan\frac{1}{2}(90°-\varphi_e)$$

因R分作一百等分故不难读出$\overline{OE'}$的数值，再由

$$\angle A=\frac{1}{2}(90°-\varphi_e)$$

求得$\varphi_e=90°-2\angle A$，式中的A可由投影段OE'求得，φ_e为正值时震中在北纬，φ_e为负值时震中在南纬。

影响震中误差的根本原因是P、S震相是否分析得正确，因为它直接影响到震中距离Δ。当台站围绕震中时所得震中误差小些，若台站分布在震中的一边，震中的误差就大一些。其它震源深度的误差、走时表的误差、作图中的误差都会影响到所定震中的精度。

最小二乘法修正震中

上述一些测定震中的方法精度常常不高，最好的情况为$\pm\frac{1°}{2}$，一般$\pm1°$。这样大的误差对某些专题研究是不够的，为了取得更精确的基本参数，必须在初步测定的震中基础上进一步修订震中。修订震中的方法有几种，如盖革法、逐渐近似法和残差方位分布法。诸种方法的共同特点是：要求台数多，且分布在震中的四周，都要有一个近似的震中座标φ，λ和发震时刻T_0以及各台P波的到时。修订时以某种（例如J-B）走时表为依据，并假定当φ、λ、T_0给出的P波走时与标准走时表走时差的平方和为最小时，则这些参数就是最佳值。常常要得到最佳值需反复几次逼近。各种方法的差异仅在于修订的项目与运算的方法不同。兹先讲盖革修

订震中的最小二乘法。

设若干台 P 波到时为已知，震中经纬度及发震时刻的第一近似值已由其他方法给出。由第一近似值的经纬度按公式

$$\cos\Delta i = aA + bB + cC \tag{5-58}$$

计算出各台震中距 Δi，式中

$$a = \cos\varphi_s\cos\lambda_s,\quad b = \cos\varphi_s\sin\lambda_s,\quad c = \sin\varphi_s \tag{5-59}$$

$$A = \cos\varphi_e\cos\lambda_e,\quad B = \cos\varphi_e\sin\lambda_e,\quad C = \sin\varphi_e \tag{5-60}$$

式中脚码 s 对应于地震台，一般均已事先算好，列成专表以利使用；脚码 e 是指初定震中。在计算 a、b、c 及 A、B、C 时都必须考虑到地球的扁度，因而要将地震台及震中的地理纬度 φ 按下式换算为地心纬度 φ'。

$$\varphi - \varphi' = 11.7\sin2\varphi \tag{5-61}$$

或查阅地理纬度与地心纬度换算表（表 5-10）。设由上式计算的 Δi 查 J-B 走时表所得的走时为 t_{cpi}，由观测的 P 波到时减去发震时刻所得到的走时为 t_{opi}，二者之差记为

$$Fi = dti = t_{opi} - t_{cpi} \tag{5-62}$$

称为残差，显然残差之出现是由于震中经纬度与发震时刻的误差所引起，故有

$$dt = \frac{\partial t}{\partial t_e}\delta\lambda_e + \frac{\partial t}{\partial\varphi_e}\delta\varphi_e + \frac{\partial t}{\partial t_o}\delta t_o$$

因 $\frac{\partial t}{\partial t_o} = 1$，　$\frac{\partial t}{\partial\lambda_e} = \frac{\partial t}{\partial\Delta}\frac{\partial\Delta}{\partial\lambda_e}$，$\frac{\partial t}{\partial\varphi_e} = \frac{\partial t}{\partial\Delta}\frac{\partial\Delta}{\partial\varphi_e}$

故得

$$F = \frac{\partial t}{\partial\Delta}\frac{\partial\Delta}{\partial\lambda_e}\delta\lambda_e + \frac{\partial t}{\partial\Delta}\frac{\partial\Delta}{\partial\varphi_e}\delta\varphi_e + \delta t_o \tag{5-63}$$

式中 $\frac{\partial t}{\partial\Delta}$ 为走时曲线的斜率，可查J-B表的表尾差求得。对于 $\frac{\partial\Delta}{\partial\lambda_e}$、$\frac{\partial\Delta}{\partial\varphi_e}$ 则由下式表示

$$\frac{\partial\Delta}{\partial\lambda_e} = \frac{\cos\varphi_e\cos\varphi_s\sin(\lambda_e - \lambda_s)}{\sin\Delta} \tag{5-64}$$

表 5-10　地理纬度φ与地心纬度φ′换算表

φ, φ—φ′	φ, φ—φ′	φ, φ—φ′	φ, φ—φ′	φ, φ—φ′	φ, φ—φ′
0°0′00″	16°6′08″	32°10′24″	48°11′32″	64°9′09″	80°3′59″
1　24	17　28	33　35	49　29	65 8′54″	81　36
2　48	18　48	34　44	50　26	66　38	82　12
3 1′12″	19 7′07″	35　53	51　21	67　22	83 2′49″
4　36	20　26	36 11′01″	52　16	68　04	84　25
5 2′00″	21　44	37　08	53　10	69 7′47″	85　01
6　24	22 8′02″	38　14	54　02	70　28	86 1′37″
7　48	23　19	39　20	55 10′54″	71　09	87　13
8 3′11″	24　36	40　25	56　46	72 6′50″	88 0′49″
9　34	25　52	41　29	57　36	73　30	89　24
10　57	26 9′07″	42　32	58　26	74　10	90　00
11 4′20″	27　22	43　34	59　15	75 5′49″	
12　42	28　36	44　35	60　04	76　28	
13 5′04″	29　49	45　36	61 9′51″	77　06	
14　26	3010′01″	46　35	62　33	78 4′44″	
15　47	31　13	47　34	63　24	79　21	

注：φ′＝φ－（φ－φ′）

$$\frac{\partial \Delta}{\partial \varphi_e}=\frac{\sin\varphi_e\cos\varphi_s\cos(\lambda_e-\lambda_s)-\cos\varphi_e\sin\varphi_s}{\sin\Delta} \qquad (5\text{-}65)$$

设　$a=\frac{\partial t}{\partial \Delta}\ \frac{\partial \Delta}{\partial \lambda}, b=\frac{\partial t}{\partial \Delta}\ \frac{\partial \Delta}{\partial \varphi}, c=1$

代入(5-63)而得残差方程

$$Fi=ai\delta\lambda_e+bi\delta\varphi_e+ci\delta T \qquad (5\text{-}66)$$

若观测台共 n 个，则 $i=1、2、\cdots\cdots n$，

按最小二乘法可构成法方程式

$$\left.\begin{aligned}[aF]&=[aa]\delta\lambda_e+[ab]\delta\varphi_e+[ac]\delta T\\ [bF]&=[ab]\delta\lambda_e+[bb]\delta\varphi_e+[bc]\delta T\\ [cF]&=[ac]\delta\lambda_e+[bc]\delta\varphi_e+[cc]\delta T\end{aligned}\right\} \qquad (5\text{-}67)$$

其中

$$\left.\begin{aligned}[aa]&=a_1a_1+a_2a_2+\cdots\cdots\cdots\cdots+a_na_n\\ [ab]&=a_1b_1+a_2b_2+\cdots\cdots\cdots\cdots+a_nb_n\\ [ac]&=a_1c_1+a_2c_2+\cdots\cdots\cdots\cdots+a_nc_n\end{aligned}\right\} \qquad (5\text{-}68)$$

解法方程可得到

$$\left.\begin{aligned}
\delta T &= \frac{[cF\cdot 2]}{[cc\cdot 2]} \\
\delta\varphi_e &= \frac{[bF\cdot 1]}{[bb\cdot 1]} - \frac{[bc\cdot 1]}{[bb\cdot 1]}\delta T \\
\delta\lambda_e &= \frac{[aF]}{[aa]} - \frac{[ab]}{[aa]}\delta\varphi_e - \frac{[ac]}{[aa]}\delta T
\end{aligned}\right\} \quad (5\text{-}69)$$

据此式可求得震中经纬度和发震时刻的校正值$\delta\varphi_e$、$\delta\lambda_e$、δT。式中

$$\left.\begin{aligned}
[cc\cdot 1] &= [cc] - \frac{[ac]}{[aa]}[ac] \\
[bb\cdot 1] &= [bb] - \frac{[ab]}{[aa]}[ab] \\
[bc\cdot 1] &= [bc] - \frac{[ab]}{[aa]}[ac] \\
[bF\cdot 1] &= [bF] - \frac{[ab]}{[aa]}[aF] \\
[cF\cdot 1] &= [cF] - \frac{[ac]}{[aa]}[aF] \\
[cF\cdot 2] &= [cF\cdot 1] - \frac{[bc\cdot 1]}{[bb\cdot 1]}[bF\cdot 1] \\
[cc\cdot 2] &= [cc\cdot 1] - \frac{[bc\cdot 1]}{[bb\cdot 1]}[bc\cdot 1]
\end{aligned}\right\} \quad (5\text{-}70)$$

于是得到修订后的震中经纬度和发震时刻

$$\overline{T}_o = T_o + \delta T \quad (5\text{-}71)$$

$$\overline{\varphi}_e = \varphi_e + \delta\varphi_e \quad (5\text{-}72)$$

$$\overline{\lambda}_e = \lambda_e + \delta\lambda_e \quad (5\text{-}73)$$

将$\delta\lambda_e$、$\delta\varphi_e$、δT代入残差方程(5-63)得

$$fi = ai\delta\lambda_e + bi\delta\varphi_e + ci\delta T - Fi \quad (i = 1 \sim n) \quad (5\text{-}74)$$

可求得

$$ff=[FF]-\frac{[aF]}{[aa]}[aF]-\frac{[bF\cdot 1]}{[bb\cdot 1]}[bF\cdot 1]$$

$$-\frac{[cF\cdot 2]}{[cc\cdot 2]}[cF\cdot 2] \tag{5-75}$$

$$\left.\begin{aligned} Q_{\lambda e}&=\frac{[bb][cc]-[bc][bc]}{[aa][bb\cdot 1][cc\cdot 2]}\\ Q\varphi_e&=\frac{[aa][cc]-[ac][ac]}{[aa][bb\cdot 1][cc\cdot 2]}\\ Q_T&=\frac{[aa][bb]-[ab][ab]}{[aa][bb\cdot 1][cc\cdot 2]}\end{aligned}\right\} \tag{5-76}$$

其中 $Q_{\lambda e}$、$Q_{\varphi e}$、Q_T 表权系数。于是P波到时的均方误差为

$$\mu=\pm\sqrt{\frac{ff}{n-3}} \tag{5-77}$$

δT、$\delta\lambda_e$、$\delta\varphi_e$的均方误差为

$$\left.\begin{aligned} \mu\lambda_e&=\pm\mu\sqrt{Q_{\lambda e}}\\ \mu\varphi_e&=\pm\mu\sqrt{Q_{\varphi e}}\\ \mu T&=\pm\mu\sqrt{Q_T}\end{aligned}\right\} \tag{5-78}$$

若嫌结果还不够好，可将上述结果看作初步结果，依法进行第二次修定，直到满意为止。

这个方法是很繁复的，工作量很大，必须按一定程序进行。工作时可按下述步骤：

首先用任何方法求得φ_e、λ_e、T的第一近似值。

将地理纬度换算成地心纬度。

将各台P波到时填入表中（参见表5-11），根据方程（5-58）算出各台的Δ，将表5-11按要求填好，并求出各台的F值。

将表5-11中的各台按原顺序填入表5-12中，并将表5-11中的Δ、F和F^2填入表5-12的相应栏中（见表5-12）。

然后按表5-12的顺序计算各项。

表 5-11　　年　　月　　日

λ_e　　λ_s　　φ_e　　φ_s　　$T=(G,M,T)$

$\sin\lambda_e=$　　$\sin\lambda_s=$　　$\sin\varphi_e=$　　$\sin\varphi_s=$

$\cos\lambda_e=$　　$\cos\lambda_s=$　　$\cos\varphi_e=$　　$\cos\varphi_s=$

A =　　B =　　C =

台　名	aA	bB	cC	$\cos\Delta$	Δ	Tp 时分秒	top	tcp	F	F^2

修订震中的残差方位分布法

这种方法是古登堡在1937年研究深源地震时提出来的，后来又推广到测定近震的震中。使用的结果表明，对测定各类地震的震中都适用，经过几次调整可得到较精确的震中，这一方法的优点是使用方便且测定震中的精度较好。

设初定震中为 E，修定后的震中为 E'，对任一台（例如图5-59中台3）由于震中位置的变更，相应的震中距离变化量为$\delta\Delta$。因震中位置变化不大，故近似的有

$$\delta\Delta=\overline{EE}'\sin\theta=-\overline{EE}'\sin(Az+Az_0) \tag{5-79}$$

由此可见，若有许多台包围震中，那么各台的$\delta\Delta i$在直角坐标系中

表 5-12 最小二乘法

年 月 日 震中第一近似值：$\lambda_e=$

$\sin\varphi_e=$ $\cos\varphi_e=$ $\frac{\partial\Delta}{\partial\lambda}=\frac{\cos\varphi_e\cos\phi_s\sin(\lambda_e-\lambda_s)}{\sin\Delta}$

地震台名	Δ	$\sin\Delta$	λ_s	$\lambda_e-\lambda_s$	$\sin(\lambda_e-\lambda_s)$	$\cos(\lambda_e-\lambda_s)$	ϕ_s	$\sin\phi_s$

$(cc\cdot1)=(cc)-\frac{(ac)}{(aa)}(ac)=$ $(bb\cdot1)=(bb)-\frac{(ab)}{(aa)}(ab)=$

$(bc\cdot1)=(bc)-\frac{(ab)}{(aa)}(ac)=$ $(bF\cdot1)=(bF)-\frac{(ab)}{(aa)}(aF)=$

$(cF\cdot1)=(cF)-\frac{(ac)}{(aa)}(aF)=$ $(CC\cdot2)=(CC\cdot1)-\frac{(bc\cdot1)}{(bb\cdot1)}(bc\cdot1)=$

$\delta T=\frac{(cF\cdot2)}{(cc\cdot2)}=$ $\delta\varphi_e=\frac{(bF\cdot1)}{(bb\cdot1)}-\frac{(bc\cdot1)}{(bb\cdot1)}\delta T=$

$ff=(FF)-\frac{(aF)}{(aa)}(aF)-\frac{(bF\cdot1)}{(bb\cdot1)}(bF\cdot1)-\frac{(cF\cdot2)}{(cc\cdot2)}(cF\cdot2)=$

$Q_\lambda=\frac{(bb)(cc)-(bc)(bc)}{(aa)(bb\cdot1)(cc\cdot2)}=$ $Q_\varphi=\frac{(aa)(cc)-(ac)(ac)}{(aa)(bb\cdot1)(cc\cdot2)}=$

$\mu_{\bar{\lambda}_e}=\pm\mu\sqrt{Q_\lambda}=$ $\mu_{\varphi e}=\pm\mu\sqrt{Q_\varphi}=$

修定后的震中为：$\bar{\lambda}_e=\lambda_e+\delta_{\lambda e}+\mu_{\bar{\lambda}_e}=$ $\bar{\varphi}_e=\varphi_e+\delta_{\varphi e}+\mu_{\bar{\varphi}_e}=$

修定震中表

$\varphi_e=$　　　　$T=$　　　　测定者　　　　测定日期

$$\frac{\partial\Delta}{\partial\varphi}=\frac{\sin\varphi_e\cos\phi_s\cos(\lambda_e-\lambda_s)-\cos\varphi_e\sin\phi_s}{\sin\Delta},\quad a=\frac{\partial\lambda}{\partial\Delta}\frac{\partial\Delta}{\partial\lambda}\qquad b=\frac{\partial\lambda}{\partial\Delta}\frac{\partial\Delta}{\partial\varphi},$$

$$c=\frac{\partial t}{\partial T}=1$$

$\cos\phi_s$	$\frac{\partial\tau}{\partial\Delta}$	$\frac{\partial\Delta}{\partial\lambda}$	$\frac{\partial\Delta}{\partial\varphi}$	a	b	F	aa	bb	ab	aF	bF	FF	cc
			Σ										
				‖	‖	‖	‖	‖	‖	‖	‖	‖	‖
				(ac)	(bc)	(cF)	(aa)	(bb)	(ab)	(aF)	(bF)	(FF)	(cc)

$$(CF\cdot2)=(CF\cdot1)-\frac{(bc\cdot1)}{(bb\cdot1)}(bF\cdot1)$$

$$\delta\lambda_e=\frac{(aF)}{(aa)}-\frac{(ab)}{(aa)}\delta\varphi_e-\frac{(ac)}{(aa)}\delta T=$$

$$\mu=\pm\sqrt{\frac{ff}{n-3}}=$$

$$Q_T=\frac{(aa)(bb)-(ab)(ab)}{(aa)(bb\cdot1)(cc\cdot2)}=$$

$$\mu_{\overline{T}}=\pm\mu\sqrt{Q_T}=$$

发震时刻　$\overline{T}=T+\delta_T+\mu_{\overline{T}}=$

应在一条正弦曲线上，由上式可以看出

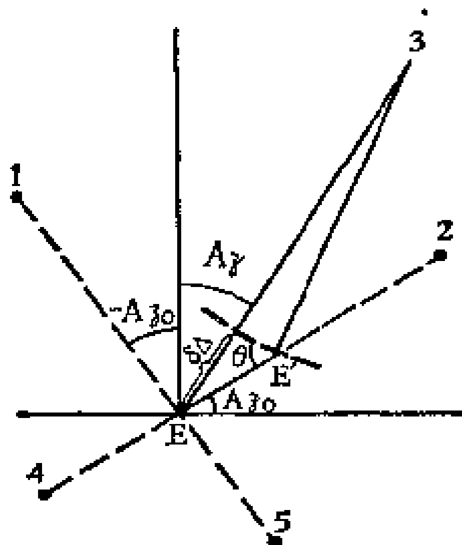


图 5-59

$Az = -Az_0$，$\delta\varDelta = 0$对应于台 1

$Az = 90° - Az_0$，$\delta\varDelta = -\overline{EE'}$ 对应于台 2

$Az = 180° - Az_0$，$\delta\varDelta = 0$ 对应于台 5

$Az = 270° - Az_0$，$\delta\varDelta = \overline{EE'}$，对应于台 4

显然震中是沿着 $Az = 90° - Az_0$ 的方向移动的。移动的距离就是图 5-60 中正弦曲线的最大值。

工作时步骤如下：

设某地震的初定震中为已知，则可计算出各台的地震台方位角 Az；根据已知的发震时刻、P波到时及震源深度可求出各台的震中距 $\varDelta_0$，根据初定震中和地震台的位置在吴式网上量出各台的震中距(最好是计算出来 $\varDelta$，因为要求的精度高)；然后求得各台的$\delta\varDelta = \varDelta_0 - \varDelta$。在坐标 Az、$\delta\varDelta$ 上作图(如图 5-60)，从图上读出 $Az = 90° - Az_0$的值，同时读出$\overline{EE'}$的值。即是说震中沿Az 方向移动了 $\overline{EE'}$一段距离。

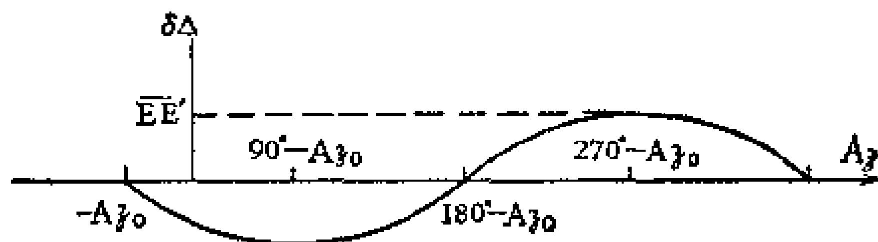


图 5-60

如果作出的正弦曲线有沿纵轴向上或向下移动的情况，则需调整发震时刻或震源深度，或者二者同时调整。

第十节　震源深度的确定

测定震源深度的方法有很多种，但总的说来精度都不够高。深震相方法用于测定远震。

其基本精神如下：原则上讲 pP、sP、pS、sS、$pPKP$ 等波是在震中附近反射的波，由于深度的变化对这些波的走时影响比较大，也就是说它们对深度的反映比较灵敏，故采用它们测定深度。若地震波 P、$_pP$、S 的到时在某台为已知，则可求得 $t_{S-P}=t_S-t_P$，$t_{pP-P}=t_pP-t_P$，显然二者都是Δ、h的函数；对 t_{S-P} 来说任意给出一系列 hi 值便可根据已知的走时 t_{S-P}、h_i 值从走时表中查出一系列的 Δi值，每一对 Δi、hi 值在坐标系 Δ、h 中构成一点，许多点便连结成一条曲线，依此办法处理 t_{pP-P}，又可得一条曲线；两条曲线的交点的纵横坐标即指出地震的震源深度和震中距离（参见图 5-61），同样方法也可用 S_cS-P、S_cP-P 分别与 $S-P$ 所得的曲线组合相交，也可求得震源深度。

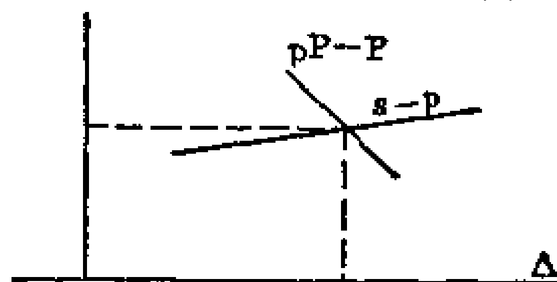


图 5-61

第十一节　地震震级

1．李希特-古登堡的震级体系

（1）近震震级M_L　1935年李希特在研究美国南加里福尼亚州的近地震时，曾将许多台记录到的同一地震的地震图上的最大振幅 B，在坐标系（$\log\Delta$，$\log B$）中绘成一条曲线（Δ为震中距离），不同的地震所构成的曲线之间只是沿纵轴差一常数，如图5-62。如果求得一条标准的曲线b，相应的地震称为零级地震，那么，其它的地震都可以用对数振幅曲线的差值M来表示其相对强度。他定义

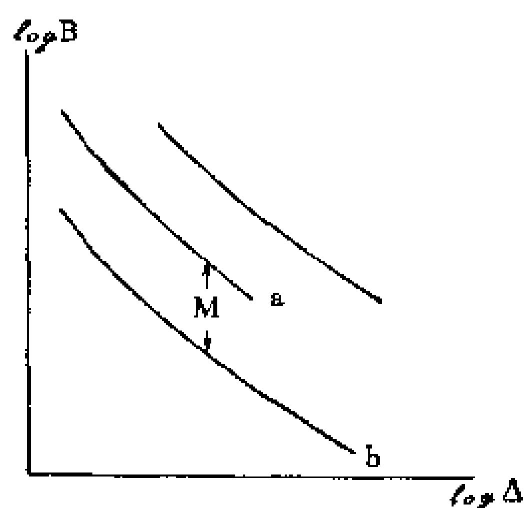


图 5-62

零级地震为：震中距离 $\Delta=100$ 公里处，用伍德-安德生式标准地震仪所记录的地震图上，其最大振幅的二水平分向的算术平均值为一微米时，该地震即为零级地震。（伍德-安德生标准地震仪的放大倍数为 $V_0=2800$，摆的自振周期 $T_0=0.8$ 秒，阻尼 $D=0.8$。）将零级地震的相应振幅记为 B^*。李希特定义近地震震级为

表 5-13　近震的起算函数

Δ（公里）	原始震级起算函数 $-\log B^*$	1959年折合的 $R(\Delta)$	62、64型纪录最大震相周期 T（秒）	相应的伍德-安德生式动态放大倍数 V_0	$\log V_0$	基式短周期 $R_1(\Delta)$	62、64型地震仪 周期 T（秒）	62、64型地震仪 $\log V_0$	62、64型地震仪 $R_2(\Delta)$
0—5	1.4	1.8	0.1	2790	3.44	1.8	0.2	3.44	1.8
10	1.5	1.9				1.9			1.9
15	1.6	2.0				2.0			2.0
20	1.7	2.1				2.1		3.44	2.1
25	1.9	2.3			3.44	2.3			2.3
30	2.1	2.5	0.15	2760		2.5			2.5
35	2.3	2.7				2.7			2.7
40	2.4	2.8				2.8	0.3	3.43	2.8
45	2.5	2.9				2.8			2.9
50	2.6	3.0	0.2	2745	3.44	3.0			3.0
55	2.7	3.1			3.44	3.1			3.1
60—70	2.8	3.2			3.43	3.2	0.4	3.41	3.2
75		3.3							
80—85	2.9	3.3			3.43	3.3			3.3
90—100	3.0	3.4	0.3	2669	3.43	3.4	0.5	3.38	3.4
110	3.1	3.4			3.42	3.5			3.5
120	3.1	3.5			3.42	3.5			3.5
130—140	3.2	3.5			3.41	3.6	0.6	3.34	3.5
150—160	3.3	3.6	0.4	2557	3.41	3.7	0.7	3.27	3.6
170—180	3.4	3.6			3.40	3.8			3.7

Δ (公里)	原始震级起算函数 $-\log^{*}B$	1959年折合的 $R(\Delta)$	62、64型纪录最大震相周期 T (秒)	相应的伍德-安德生式动态放大倍数 V_o	$\log V_o$	基式短周期 $R_1(\Delta)$	62.64型地震仪 周期T (秒)	62.64型地震仪 $\log V_o$	62.64型地震仪 $R_2(\Delta)$
190	3.5	3.7				3.9			3.7
200	3.5	3.7				3.9	0.8	3.24	3.7
210—220	3.6	3.8	0.5	2400	3.38	4.0			3.8
230—240	3.7	3.8	0.55	2300	3.36	4.1	0.9	3.19	3.9
250	3.8	3.9				4.1			3.9
260	3.8	3.9				4.1	1.0	3.13	3.9
270—280	3.9	4.0	0.6	2200	3.34	4.2			4.0
290—300	4.0	4.0	0.65	2086	3.32	4.3	1.1	3.08	4.1
310—320	4.1	4.1	0.7	1970	3.29	4.4	1.2	3.01	4.1
330—340	4.2	4.1			3.28	4.5			4.2
350—370	4.3	4.2	0.8	1750	3.24	4.5	1.3	2.96	4.3
380—390	4.4	4.3				4.6	1.4	2.91	4.3
400—420	4.5	4.4	0.9	1538	3.19	4.7	1.5	2.87	4.4
430	4.6	4.4			3.16	4.75			4.4
440	4.6	4.4	0.95	1440	3.16	4.75			4.4
450	4.6	4.4			3.13	4.75	1.6	2.82	4.4
460—530	4.7	4.4	1.0	1270	3.10	4.85	1.7	2.80	4.4
530—550	4.8	4.5	1.1	1190	3.08	4.9	1.9	2.67	4.5
560—570	4.9	4.5				4.9			4.5
580—600	4.9	4.5	1.2	1030	3.01	4.9	2.0	2.63	4.5
610—620	5.0		1.25	950	2.98	5.0			4.6
650	5.1		1.3	920	2.96	5.0	2.2	2.54	4.6
700	5.2		1.4	807	2.91	5.1	2.4		4.7
750	5.3		1.5	740	2.87	5.2	2.5	2.44	4.7
800	5.4		1.6	660	2.82	5.2	2.7		4.7
850	5.45		1.7	590	2.77	5.2	2.85	2.30	4.8
900	5.5		1.8	516	2.71	5.2	3.0	2.28	4.8
1000	5.7		2.0	424	2.63	5.3			

$$M_L = \log B - \log B^* \qquad (5-80)$$

式(5-80)中右端第一项是：震级为M_L的地震在震中距为Δ处，伍德-安德生式标准地震仪所记到的最大振幅的二水平分向的算术平均值为 B(以毫米为单位)； $-\log B^*$称为起算函数，它是震中距离的函数。表 5-13 中给出了各震中距离的$-\log B^*$的数值 。以后，在地震工作中震级得到了广泛的推广和使用，但都是从这里开始的，故$-\log B^*$又称为原始起算函数。李希特所定义的震级M_L只适用于南加利福尼亚地区震中距小于一千公里的近震，所测量的最大振幅在近距离上是横波、稍远则是面波了。

(2) 面波震级M_s　1939 年后古登堡将震级推广到远震，这时测定震级是使用面波水平向最大地动位移。在震中距15°—130°之间，相应的面波震级起算函数为

$$-\log B^* = 1.818 + 1.656\log\Delta^\circ \qquad (5-81)$$

这一结果也是纯粹经验的，根据对许多地震的观测数据得到的。工作中所测量的面波其周期均在 20 秒左右(18—23 秒)，所以有时又称为20秒面波震级。于是便可根据下式来测定面波震级

$$M_s = \log A - \log B^* \qquad (5-82)$$

由上可知，在这里A是周期约为20秒的面波最大地动位移，取二水平向的矢量和(单位微米)。

为了得到 $\Delta > 130^\circ$ 的起算函数，古登堡和李希特采用了半经验半理论的办法。其原理如下。首先研究地震波的衰减问题。地震波的能量随着距离的衰减是由许多因素决定的，其中之一便是介质的吸收。如图 5-63 所示，设地震波能量吸收系数为α，则在dx距离上由于介质的吸收而损失的能量是

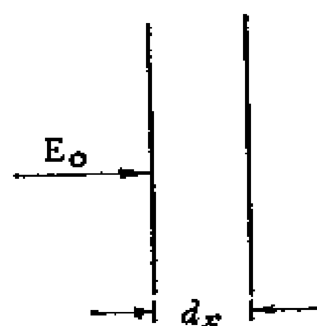


图 5-63

$$dE = -E_0 \alpha dx$$

式中α为吸收系数，相当于单位距离上能量的相对损失。将上式写为

$$\frac{dE}{E}=-\alpha dx$$

积分上式得

$$\ln E=-\alpha x+c$$

当$x=0$时，$\ln E_0=c$，故上式可写为

$$E=E_0e^{-\alpha x} \qquad (5\text{-}83)$$

再考虑面波在球面上传播的情况。如图5-64所示，设地震发生在O处，此时能量为E_0，当地震面波传到震中距为Δ的K处时，设能量均匀分布在半径为r的圆周上，令E表示单位距离上的能量，则圆周上的能量为$2\pi rE$，显然，$E_0=2\pi rE$，注意$R\sin\Delta=r$故有

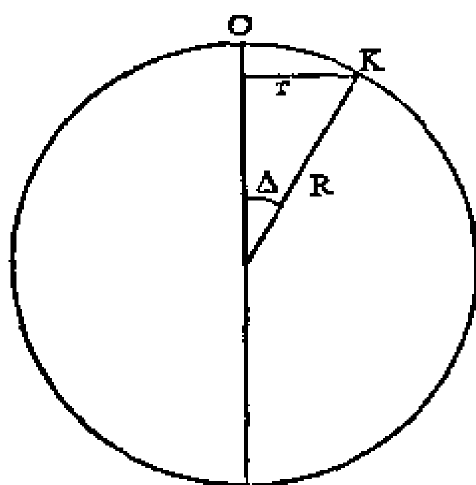


图5-64

$$E_0=2\pi RE\sin\Delta$$

式中R为地球的半径。

再者，面波的最大震相是由各种周期的波组成的，它的传播速度称为群速度，其最大震相称为艾利(Airy)震相，理论上可以证明艾利震相的振幅与距离的三次方根成反比。

如果在某处质点的振动速度为$v=\frac{A}{T}$，A是振幅，T是周期，介质密度为ρ，则可将该处的能量E写为

$$E=\frac{1}{2}\rho V^2=\frac{1}{2}\rho\left(\frac{A}{T}\right)^2$$

考虑上述诸因素对地震波衰减的影响，并统一符号将x记为Δ，则有

$$\frac{1}{2}\rho\left(\frac{A}{T}\right)^2=E_0e^{-\alpha\Delta}\frac{1}{2\pi R\sin\Delta}\quad\frac{1}{\sqrt[3]{\Delta}}$$

设$\Delta = 90°$，相应的振幅和周期记为A_0、T_0则有

$$\frac{1}{2}\rho\left(\frac{A_0}{T_0}\right)^2 = E_0 e^{-\alpha 90°} \frac{1}{2\pi R \sin 90°} \frac{1}{\sqrt[3]{90°}}$$

令$T = T_0 = 20$秒。同时注意通常吸收系数K的距离单位是公里，而α是以度计算，二者进行转换，则有$\alpha = 111 \times K$（因为1度等于111公里），以上二式相除并以10为底取对数便有

$$-\log A = -\log A_0 + \frac{1}{2}\Big[0.434 \times 111 K(\Delta - 90°) + \log\sin\Delta$$

$$+ \frac{1}{3}(\log\Delta - 1.954)\Big] \quad (5\text{-}84)$$

设所观测的地震震级为零，则$-\log A = -\log B$，根据多次观测求得$-\log A_0 = 5.04$，由此得到起算函数

$$-\log B = 5.04 + \frac{1}{2}\Big[48.25K(\Delta - 90°) + \log\sin\Delta$$

$$+ \frac{1}{3}(\log\Delta - 1.954)\Big] \quad (5\text{-}85)$$

这就是古登堡和李希特半经验半理论的起算函数。吸收系数K与地震波的周期和传播途径有关，对$T = 20$秒的面波古登堡和李希特求得

大陆路径	$K = 0.00016$ 公里$^{-1}$
环绕地球或跨过太平洋	$K = 0.00030$ 公里$^{-1}$
沿着太平洋盆地边缘	$K = 0.00050$ 公里$^{-1}$

不考虑路径的影响，取平均值$K = 0.0003$，即可根据(5-85)式计算出各种震中距离上的起算函数值。

由于零级地震很小，在$\Delta = 90°$时因仪器的灵敏度不够，地震仪观测不到，(5-85)式右端第一项是这样求得的：

$$-\log B^*_{\Delta=90°} = M - \log^* A_{\Delta=90°} \quad (5\text{-}86)$$

左端即等于(5-85)式右端第一项，M为某一地震的震级；设有一地

震台在$\Delta<1000$公里处记录到该地震则可按(5-81)式求得 M，因而M为已知，若在$\Delta=90°$处有一地震台记录到面波，则 $\log A_{\Delta=90°}$ 也是已知，由此便可求得 $-\log B^*_{\Delta=90°}$。多次结果求平均值得

$$-\log B^*_{\Delta=90°}=5.04$$

半理论半经验的古登堡公式就是这样得到的。(5-86)式不仅适用于 $\Delta=90°$，而且也可用于其它震中距离上，于是便可得到各种震中距离上起算函数的值，这就是完全经验的起算函数值，古登堡将经验数值与由(5-85)式的半理论值相比较，差别是很小的。因而根据半经验半理论的办法结合到实际观测数据，便将起算函数扩展到 $\Delta=20°$—$180°$ 整个距离上。

（3）体波震级 m（或M_B） 由于地震面波随着震源深度的加大，而迅速减弱，故在深源地震时，使用面波测定震级便遇到了困难。为了测定深源地震的震级，古登堡将震级从使用面波推广到使用体波。最初，是根据对体波 P、S 等计算其地震波能量，进而根据震级和能量间的经验关系，将体波震级推广到浅源远震；后来又进一步推广到深源地震。体波的震级公式写为

$$m=\log\left(\frac{A}{T}\right)-\log\left(\frac{A}{T}\right)^*+S \tag{5-87}$$

或写为

$$m=\log\left(\frac{A}{T}\right)+Q+S \tag{5-88}$$

上式中 Q 为体波震级起算函数，S 为台站校正值。对于震源小于60公里的地震，可用 P 波垂直分量 PZ 及水平分量 PH 以及 PP 波的相应分量 PPZ 和 PPH、S 波的水平分量 SH 测定震级，各种波在各距离上的相应 Q 值从表 5-14 中查得。对于深源（深度$h>60$公里）的地震，相应的 Q 值既是震中距离也是震源深度的函数，其数值可从图 5-65—图 5-67 中查到；对 P、PP 波的垂直分量 PZ 和 PPZ，从图上即可读出相应的 Q 值；对于水平分量 PH 和 PPH，则在查得相应的 PZ 和 PPZ 的Q值后，再加上图上方的附加项即作为PH和PPH的Q值。PP波的采用，是因为在极远震

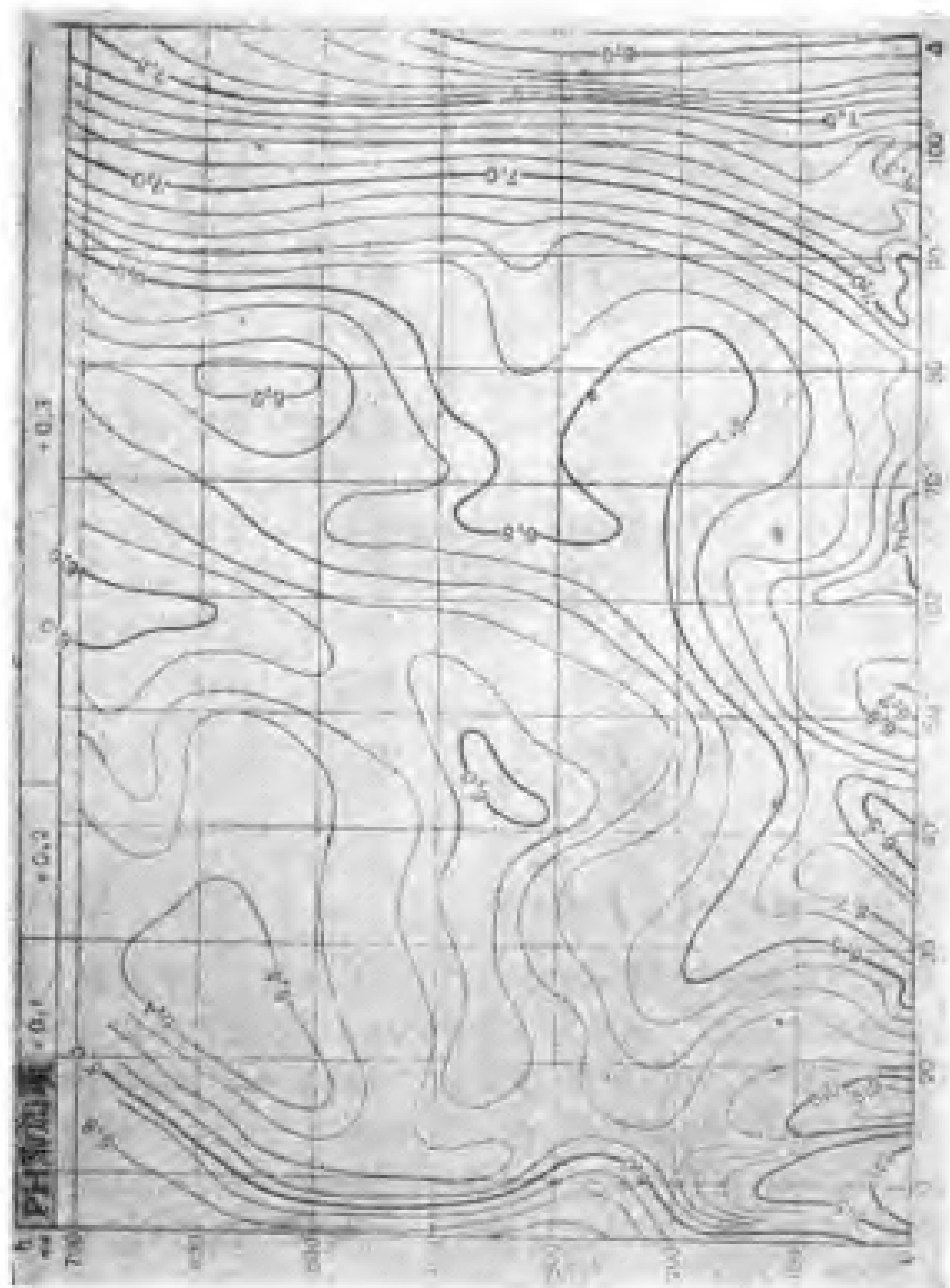


图5-65 深度PZ的Q值图

时，P和S均进入地核影区而很难观测到；但PP波在这个距离上却是地震图上较显著的波。至于S波则只能给出了其水平分量的Q值图。式5-88中A/T是观测数据，A是该波组的最大振幅的地动位移（单位微米），对水平分量是采用二水平分量的向量和。T是周期（秒）。

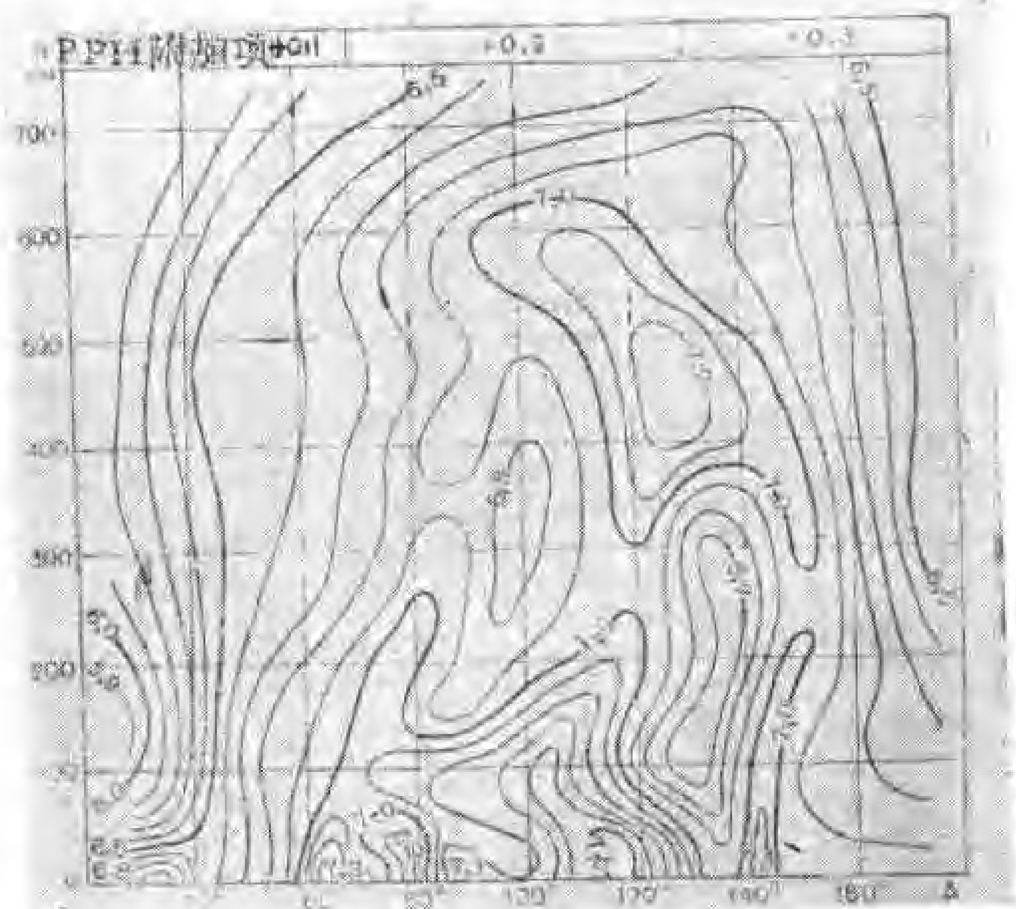


图5-66 深震PPZ的Q值图

自然，古登堡在推广地震震级时，主观上希望对同一地震所测定的震级M_L、M_S和m数值相等。然而事与愿违，观测结果表明各种震级间有系统偏差。以后根据经验求得

$$m=0.63M_S+2.5 \qquad (5\text{-}89)$$

$$M_S=1.27(M_L-1)-0.016M_L^2 \qquad (5\text{-}90)$$

根据以上二式，各种震级就可进行相互换算了。

（4）震级与能量 实际上，震级的原始定义假设所有地震的记录除了它们的振幅有差别外，其余都相等。若我们进一步假设

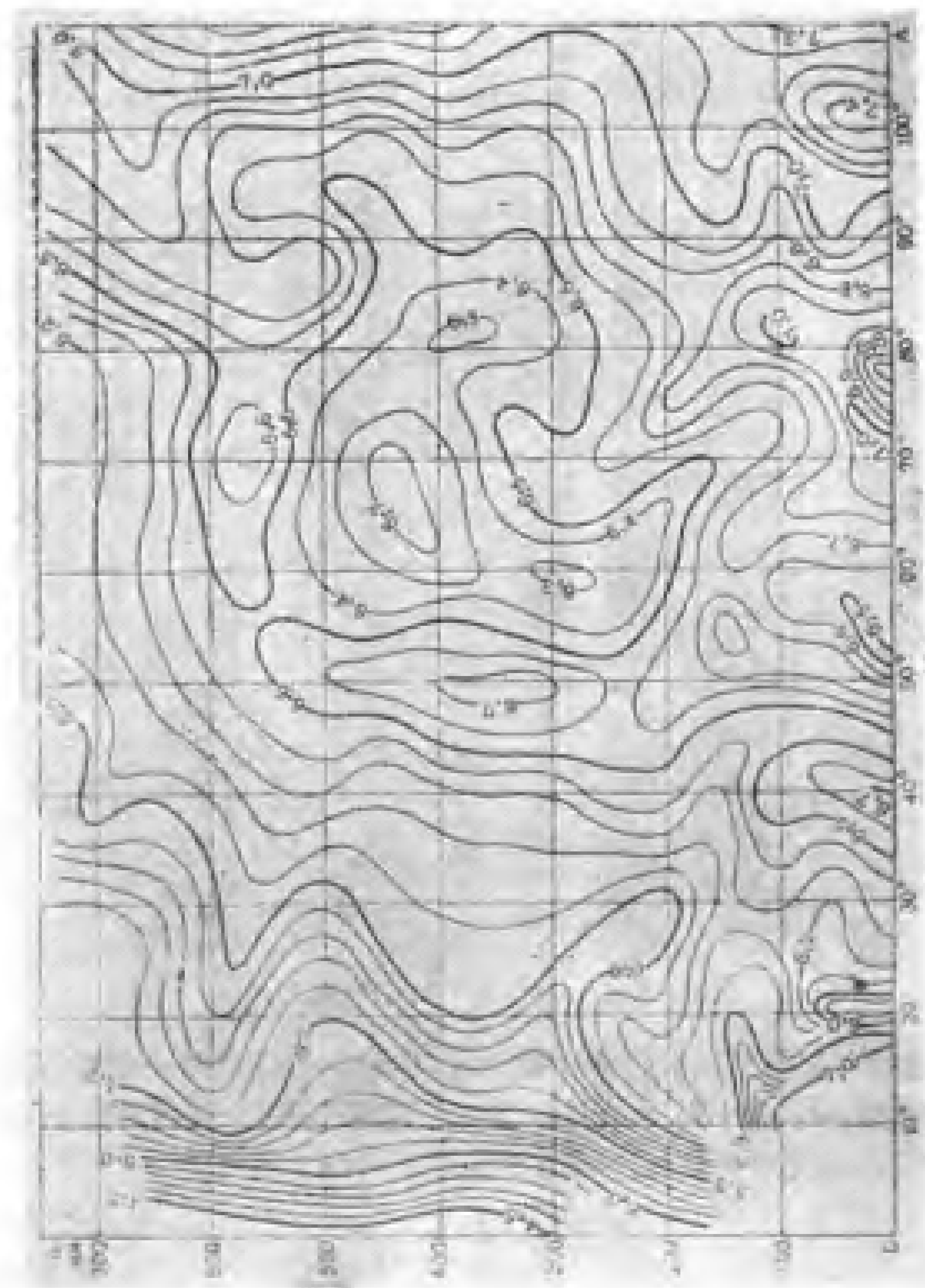


图5-67 SH的Q值图

表 5-14　浅震体波Q值表

Δ	波型					Δ	波型					Δ	波型				
	P		PP		S		P		PP		S		P		PP		S
	垂直	水平	垂直	水平	水平		垂直	水平	垂直	水平	水平		垂直	水平	垂直	水平	水平
3°	5,9	6,0				48	6,9	7,2	6,7	6,8	6,7	92	7,1	7,4	7,2	7,4	6,9
4	6,2	6,3				49	6,8	7,1	6,7	6,8	6,7	93	7,2	7,5	7,2	7,4	6,9
5	6,5	6,6				50	6,7	7,0	6,7	6,8	6,6	94	7,1	7,4	7,2	7,4	7,0
6	6,8	6,9				51	6,7	7,0	6,7	6,8	6,5	95	7,2	7,6	7,2	7,4	7,0
7	7,0	7,1				52	6,7	7,0	6,7	6,8	6,5	96	7,3	7,6	7,2	7,4	7,1
8	7,1	7,2				53	6,7	7,0	6,7	6,8	6,6	97	7,4	7,8	7,2	7,4	7,2
9	7,2	7,3				54	6,8	7,1	6,8	6,9	6,6	98	7,5	7,8	7,2	7,4	7,3
10	7,3	7,3				55	6,8	7,1	6,9	7,0	6,6	99	7,5	7,8	7,2	7,4	7,3
11	7,3	7,4				56	6,8	7,1	6,9	7,0	6,6	100	7,4	7,7	7,2	7,4	7,4
12	7,3	7,4				57	6,8	7,1	6,9	7,0	6,6	101	7,3	7,6	7,2	7,4	7,4
13	7,3	7,4				58	6,8	7,1	7,0	7,1	6,6	102	7,4	7,7	7,2	7,4	7,4
14	7,2	7,3				59	6,8	7,1	7,0	7,2	6,6	103	7,5	7,9	7,2	7,4	7,3
15	5,9	6,0				60	6,8	7,1	7,1	7,3	6,6	104	7,6	7,9	7,3	7,5	7,3
16	5,9	6,0			7,2	61	6,9	7,2	7,2	7,4	6,7	105	7,7	8,1	7,3	7,5	7,2
17	5,9	6,0			6,8	62	7,0	7,3	7,3	7,4	6,7	106	7,8	8,2	7,4	7,6	7,2
18	5,9	6,0			6,2	63	6,9	7,3	7,3	7,4	6,7	107	7,9	8,3	7,4	7,6	7,2
19	6,0	6,1			5,8	64	7,0	7,3	7,3	7,5	6,8	108	7,9	8,3	7,4	7,6	7,2
20	6,0	6,1			5,8	65	7,0	7,4	7,3	7,5	6,9	109	8,0	8,4	7,4	7,6	7,2
21	6,1	6,2			6,0	66	7,0	7,4	7,3	7,4	6,9	110	8,1	8,5	7,4	7,6	7,2
22	6,2	6,3			6,2	67	7,0	7,4	7,2	7,4	6,9	112	8,2	8,6	7,4	7,6	
23	6,3	6,4			6,2	68	7,0	7,4	7,1	7,3	6,9	114	8,6	9,0	7,5	7,7	
24	6,3	6,5			6,2	69	7,0	7,4	7,0	7,2	6,9	116	8,8		7,5	7,7	
25	6,5	6,6			6,2	70	6,9	7,3	7,0	7,2	6,9	118	9,0		7,5	7,7	
26	6,4	6,6			6,2	71	6,9	7,3	7,1	7,3	7,0	120			7,5	7,7	
27	6,5	6,7			6,3	72	6,9	7,3	7,1	7,3	7,0	122			7,4	7,6	
28	6,6	6,7			6,3	73	6,9	7,2	7,1	7,3	6,9	124			7,3	7,5	
29	6,6	6,7			6,3	74	6,8	7,1	7,0	7,2	6,8	126			7,2	7,4	
30	6,6	6,8	6,7	6,8	6,3	75	6,8	7,1	6,9	7,1	6,8	128			7,1	7,4	
31	6,7	6,9	6,7	6,8	6,3	76	6,9	7,2	6,9	7,1	6,8	130			7,0	7,3	
32	6,7	6,9	6,8	6,9	6,4	77	6,9	7,2	6,9	7,1	6,8	132			7,0	7,3	
33	6,7	6,9	6,8	6,9	6,4	78	6,9	7,3	6,9	7,1	6,9	134			6,9	7,2	
34	6,7	6,9	6,8	6,9	6,5	79	6,8	7,2	6,9	7,1	6,8	136			6,9	7,2	
35	6,7	6,9	6,8	6,9	6,6	80	6,7	7,1	6,9	7,1	6,7	138			7,0	7,3	
36	6,6	6,8	6,7	6,8	6,6	81	6,8	7,2	7,0	7,2	6,8	140			7,1	7,4	

续表

Δ	波型					Δ	波型					Δ	波型				
	P		PP		S		P		PP		S		P		PP		S
	垂直	水平	垂直	水平	水平		垂直	水平	垂直	水平	水平		垂直	水平	垂直	水平	水平
37	6,5	6,7	6,7	6,8	6,6	82	6,9	7,2	7,1	7,3	6,9	142			7,1	7,4	
38	6,5	6,7	6,7	6,8	6,6	83	7,0	7,4	7,2	7,4	6,9	144			7,0	7,3	
39	6,4	6,6	6,6	6,7	6,7	84	7,0	7,4	7,3	7,5	6,9	146			6,9	7,2	
40	6,4	6,6	6,6	6,7	6,7	85	7,0	7,4	7,3	7,5	6,8	148			6,9	7,2	
41	6,5	6,7	6,5	6.6	6,6	86	6,9	7,3	7,3	7,5	6,7	150			6,9	7,2	
42	6,5	6,7	6,5	6,6	6,5	87	7,0	7,3	7,2	7,4	6,8	152			6,9	7.2	
43	6,5	6,7	6,6	6,7	6.5	88	7,1	7,5	7,2	7,4	6,8	154			6,9	7,2	
44	6,5	6,7	6,7	6,8	6,5	89	7,0	7,4	7,2	7,4	6,8	156			6,9	7,2	
45	6,7	6,9	6,7	6,8	6.5	90	7,0	7,3	7,2	7,4	6,8	158			6,9	7,2	
46	6,8	7,1	6,7	6,8	6,6	91	7,1	7,5	7,2	7,4	6,9	160			6,9	7,2	
47	6,9	7,2	6,7	6,8	6,6							170			6,9	7,2	

(Gutenberg, 1945; Gutenberg, Richter, 1956)

地震所产生的地面运动是简谐的，那么地震能量E就正比于地震波振幅A的平方。考虑这些关系，最后我们将得到

$$\log E = a + 2M \tag{5-91}$$

这一方程是这样得来的

$$E \propto A^2$$

$$M = \log A - \log A^*$$

$$E \propto 10^{2(M + \log A^*)}$$

$$\log E \propto 2M + 2\log A^*$$

于是就可得到式(5-91)。然而我们的考虑是很粗略的。我们知道，地震大小不同时其能量在各波段上的分配不同，震级M大者长波波段上分配的能量较多；再者测定震级时常使用最大振幅，而这段运动常远不是简谐的。总的结果是M的系数要小于2。古登堡和李希特根据观测数据求得了地震波能量和震级的关系式，并于1956年审定为

$$\log E = 11.8 + 1.5M \tag{5-92}$$

式中E的单位为尔格。使用这个公式，便可求得震级为M的地震

的地震波能量，初步克服了震级物理意义不明确的缺点。许多人都曾得到过关于震级和能量的关系式，所不同的只是右端两项的系数不同而已。

这里所讨论的地震能量只限于地震波能量。地震发生时，岩石所积累的应变能以三种形式释放出来。即弹性波能量，及在地震发生过程中转换成的热能以及使岩石发生断裂、位移的机械能，还有一部分可能未释放的应变能。这几部分能量间的比例关系现在还很难确定。

2.其他国家对李希特-古登堡震级公式的发展

自李希特和古登堡提出地震震级以衡量地震的大小后，世界各国陆续发展了适用于自己的震级公式。这些公式很多，但大都主要是发展了面波震级，至于体波震级，研究的人并不多。

苏联索洛维也夫和舍巴林，将古-李的周期定在20秒的面波震级公式发展为用各种周期的面波测定震级。他们定义面波震级

$$M=\log\left(\frac{A}{T}\right)-\log\left(\frac{A}{T}\right)^{*} \tag{5-93}$$

式中 $\log(A/T)$是观测数据，$-\log(A/T)^{*}$ 是起算函数。当观测数据的 $T=20$ 秒时，式(5-93)和式(5-82)所求的震级应当相等，这时振幅$A=A_{20}$，故有

$$-\log\left(\frac{A}{T}\right)^{*}=\log 20-\log B^{*}$$

将(5-81)式代入上式得

$$-\log\left(\frac{A}{T}\right)^{*}=3.12+1.66\log\Delta$$

结合苏联的观测数据，将上式中的系数作适当修正后得

$$-\log\left(\frac{A}{T}\right)^{*}=3.20+1.60\log\Delta\qquad 4^{\circ}\leqslant\Delta\leqslant 80^{\circ} \tag{5-94}$$

这就是式(5-93)的起算函数

有时，为使用方便计，也可不用周期而只用振幅的数据来测定

震级。相应的起算函数可以如下求得。

首先求得面波最大振幅的周期T和震中距离Δ的经验关系为

$$T = K\sqrt[3]{\Delta} \qquad K = 0.05 \text{ 秒/公里}^{1/3} \tag{5-95}$$

将公里化为度的单位后，$K = 4.085$ 秒/公里$^{1/3}$ 并代入 (5-94) 即得起算函数

$$-\log A^* = 2.60 + 1.25 \log \Delta \tag{5-96}$$

于是便可按公式

$$M = \log A - \log A^* \tag{5-97}$$

测定地震震级M了。式中A为对某地震的观测数据—面波最大相二水平分量地动位移的向量和(单位微米)，M为该地震的震级，起算函数由(5-96)式给出，Δ以度计。

由 (5-93) 和 (5-97) 式都可以测定地震的面波震级，但因式(5-97)中用平均周期代替了具体的地震波周期，而实际上地震愈大者，周期愈大，故由两式测定的地震震级出现了系统偏差。经验表明

$$M_A - M_{A/T} \approx 0.05(M-6) \tag{5-98}$$

1962年苏联和捷克斯洛伐克的学者共同建议，对各种类型的波均采用下式测定震级

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{\max} + \sigma(\Delta) \tag{5-99}$$

式中A为该波组的最大振幅(单位微米)，T为相应的周期，亦可采用比值A/T最大者；$\sigma(\Delta)$是起算函数，它是震中距离的函数，且随所使用波的种类而异。对于浅源体波，他们在古登堡的Q值和捷克斯洛伐克学者的β函数的基础上，给出了一个起算函数$\sigma(\Delta)$的数值表(表5-15)。对于面波水平向，则建议采用起算函数。

$$\sigma(\Delta) = 1.66 \log \Delta^\circ + 3.3 \tag{5-100}$$

这一起算函数适用于震中距离 2°—166°，但当震中距离小于5°时，要特别仔细的区分$\overline{S}$和L(面)波。为此，他们曾给出了面波最大振幅在各震中距离上所相应的周期值，结果如表 5-16 中所示。

表 5-15　苏、捷共同建议的浅震体波起算函数

$\Delta°$	PH	PV	PPH	SH	$\Delta°$	PH	PV	PPH	SH
20	6,25	6,0	—	5,85	68	7,3	6,95	7,45	6,9
21	6,3	6,1	—	5,95	69	7,3	6,95	7,45	6,9
22	6,35	6,2	—	6,05	70	7,3	6,95	7,45	6,9
23	6,45	6,3	—	6,1	71	7,3	6,9	7,4	6,9
24	6,5	6,35	—	6,2	72	7,3	6,9	7,4	6,9
25	6,6	6,4	—	6,25	73	7,3	6,9	7,4	6,9
26	6,7	6,45	—	6,3	74	7,25	6,9	7,4	6,9
27	6,75	6,5	—	6,35	75	7,25	6,9	7,35	6,9
28	6,8	6,55	—	6,4	76	7,25	6,9	7,35	6,9
29	6,85	6,6	—	6,45	77	7,25	6,9	7,35	6,9
30	6,9	6,65	7,0	6,5	78	7,25	6,9	7,35	6,9
31	6,95	6,65	7,0	6,55	79	7,3	6,9	7,35	6,9
32	6,95	6,7	7,0	6,55	80	7,3	6,9	7,35	6,9
33	7,0	6,7	7,0	6,6	81	7,3	6,9	7,35	6,9
34	7,0	6,7	6,95	6,65	82	7,35	6,9	7,4	6,95
35	7,0	6,7	6,95	6,65	83	7,4	6,9	7,5	6,95
36	7,0	6,7	6,95	6,7	84	7,45	6,9	7,55	6,95
37	7,0	6,7	6,95	6,7	85	7,45	6,95	7,55	7,0
38	7,0	6,7	6,9	6,7	86	7,45	6,95	7,55	7,0
39	7,0	6,7	6,9	6,75	87	7,45	6,95	7,55	7,05
40	7,0	6,7	6,85	6,75	88	7,5	7,0	7,55	7,05
41	7,0	6,7	6,8	6,75	89	7,5	7,0	7,55	7,1
42	7,0	6,7	6,8	6,8	90	7,55	7,0	7,55	7,15
43	7,0	6,7	6,85	6,8	91	7,55	7,05	7,55	—
44	7,05	6,7	6,9	6,8	92	7,55	7,1	7,55	—
45	7,05	6,8	6,9	6,8	93	7,6	7,1	7,55	—
46	7,1	6,85	6,95	6,8	94	7,65	7,15	7,55	—
47	7,15	6,85	7,0	6,8	95	7,7	7,2	7,55	—
48	7,2	6,85	7,0	6,8	96	7,8	7,25	7,55	—
49	7,2	6,85	7,05	6,8	97	7,9	7,3	7,55	—
50	7,2	6,85	7,1	6,8	98	7,95	7,3	7,55	—
51	7,25	6,9	7,1	6,8	99	8,05	7,35	7,55	—
52	7,25	6,9	7,1	6,8	100	8,1	7,4	7,55	—
53	7,25	6,9	7,15	6,8	101	—	—	7,55	—
54	7,25	6,9	7,15	6,8	102	—	—	7,55	—

续表

Δ°	PH	PV	PPH	SH	Δ°	PH	PV	PPH	SH
55	7,25	6,9	7,2	6,8	103	—	—	7,55	—
56	7,25	6,9	7,2	6,8	104	—	—	7,6	—
57	7,25	6,9	7,2	6,8	105	—	—	7,6	—
58	7,25	6,9	7,25	6,8	106	—	—	7,6	—
59	7,25	6,9	7,35	6,8	107	—	—	7,6	—
60	7,25	6,9	7,45	6,85	108	—	—	7,6	—
61	7,3	6,9	7,5	6,85	109	—	—	7,65	—
62	7,3	6,9	7,55	6,85	110	—	—	7,65	—
63	7,3	6,9	7,55	6,85	111	—	—	7,65	—
64	7,3	6,95	7,5	6,85	112	—	—	7,65	—
65	7,3	6,95	7,5	6,9	113	—	—	7,7	—
66	7,3	6,95	7,5	6,9	114	—	—	7,7	—
67	7,3	6,95	7,5	6,9	115	—	—	7,7	—

表 5-16 面波最大振幅的平均周期

Δ°	T秒	Δ°	T秒	Δ°	T秒
1	3—5	20	9—14	80	16—22
2	4—6	25	9—16	90	16—22
4	5—7	30	10—16	100	16—25
6	5—8	40	12—18	120	16—25
8	6—9	50	12—20	140	18—25
10	7—10	60	14—20	160	18—25
15	8—12	70	14—22	180	18—25

此外，其他国家的发展主要是周期约为 20 秒的面波震级，实际上只是根据各自的观测数据，调整了起算函数 $-\log B^{*}=a+b\log\Delta^{\circ}$ 中的 a、b 二系数而已。

还有人用地震波在地震图上的延续时间估计地震震级。因为当地震够强时，面波最大振幅在地震图上常记录不好、甚至出格，所以采用地震波在地震图上的延续时间测定震级，也是一种办法。

还要说明一点是：目前世界各国主要还是采用面波震级M_S。

3. 我国对震级公式的发展

1959年李善邦将(5-80)式过渡到一般的近震记录，改写为

$$M_L = \log A\mu + R(\varDelta) \tag{5-101}$$

式中 $A\mu$ 是近震记录的最大地动位移，单位为 μ(微米＝0.001毫米)，取二水平分向的算术平均值，二水平分向不必要追踪同一时间的振幅。

由(5-80)式的B换算为(5-101)式中的$A\mu$，要考虑最大震相的周期T随震中距离$\varDelta$的变化。设$\overline{V}_{W-A}(T)$表示伍德-安德生标准地震仪的放大倍数，则

$$B = A\mu\overline{V}_{W-A}(T)/1000 \tag{5-102}$$

联合(5-80)、(5-101)、(5-102)三式求得

$$R_{(\varDelta)} = \log\overline{V}_{W-A}(T) - \log B^* - 3 \tag{5-103}$$

在考虑最大震相的周期T随$\varDelta$变化时，李善邦采用了美国和捷克斯洛伐克的观测数据，当 $\varDelta = 0—50$ 公里时，$T = 0.25$秒；当$\varDelta =$ 600公里时，$T = 2$秒；其间假设为直线变化。根据式(5-103)求得的$R(\varDelta)$亦列入表(5-13)中。

实践表明，式(5-103)给出的起算函数，对基式地震仪的短周期部分基本适用，而对62型、64型短周期仪器则有相当的差异。

表(5-13)中给出了适用于基式短周期部分的起算函数 R_1 和62、64型的起算函数R_2。它们都是一些经验的数值。

面波震级 M_S 按下述公式测定

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right) + \sigma(\varDelta) + C \tag{5-104}$$

式中M_S为面波震级，A是面波最大振幅(取二水平分向的矢量和)地动位移(单位微米)，T是相应于A的周期，$\sigma(\varDelta)$是起算函数，C是台站校正值。今以北京白家疃地震台的$C = 0$，即全国各地震台均以该台为基准。对(5-104)式说明如下：

该式中$\sigma(\varDelta)$为面波震级的起算函数，由下式决定

$$\sigma(\varDelta) = \overline{M} - \log\left(\frac{A}{T}\right) \tag{5-105}$$

式中$\overline{M}$为国际上报出的震级平均值。据经验 σ 与Δ的关系可写成

$$\sigma(\Delta) = a\log\Delta^\circ + b \qquad \Delta = 1^\circ—130^\circ$$

式中 a、b 为待定系数，可由各基本台数据决定。

北京白家疃地震台，使用143个地震的数据求得了起算函数为

$$\sigma(\Delta) = 1.66\log\Delta^\circ + 3.50 \tag{5-106}$$

在 $\Delta = 130^\circ—180^\circ$ 间 $\sigma(\Delta)$值，则用半经验半理论的办法求得

$$\sigma(\Delta) = 6.74 + \frac{1}{2}\Big[(2.147e^{-0.01465\Delta^\circ} + 1.325)\times(\Delta^\circ - 90^\circ) \times 10^{-2} + \log\sin\Delta^\circ + \frac{1}{2}(\log\Delta^\circ - 1.954)\Big] \tag{5-107}$$

台站校正值C是指某地震台相对于白家疃地震台的震级改正值，可由该台与白家疃台共同测定许多震级偏差求平均值而得到。

北京台作成了一震级列线图（图 5-68），其操作方法如图 5-68 所示：第一步是根据已量得的某地震的 $A\mu$ 和 T 求得 $\log\left(\frac{A}{T}\right)$，第二步则是根据该台的震中距$\Delta^\circ$和$\log\left(\frac{A}{T}\right)$求震级 M_S。除白家疃台外，其它的台均须加台站校正值。

对 M_L 和 M_S 之间利用中国资料求得了经验关系式为

$$M_S = 1.13M_L - 1.08 \tag{5-108}$$

为方便计，今列成一表（表5-17）供大家使用

表 5-17　M_L、M_S换算表

M_L	6.0	5.6	5.5	5.1	4.8	4.7	4.5	4.0	3.9	3.5	3.4	3.3
M_S	5.7	5.3	5.1	4.7	4.4	4.2	4.0	3.5	3.3	2.9	2.8	2.6
M_L	3.0	2.7	2.5	2.4	2.0	1.8	1.7	1.5	1.3	1.2	1.0	
M_S	2.3	2.0	1.8	1.6	1.2	1.0	0.8	0.6	0.4	0.3	0.1	

上述换算较粗略，各地震队最好根据所辖地震台网的 M_L和 M_S的数据求得二者间的经验关系式。并根据它将 M_L换算成 M_S。

对于体波震级，目前我们仍采用古登堡和李希特的方法测定m，或换算为M。制成列线图（图 5-69）便于使用。

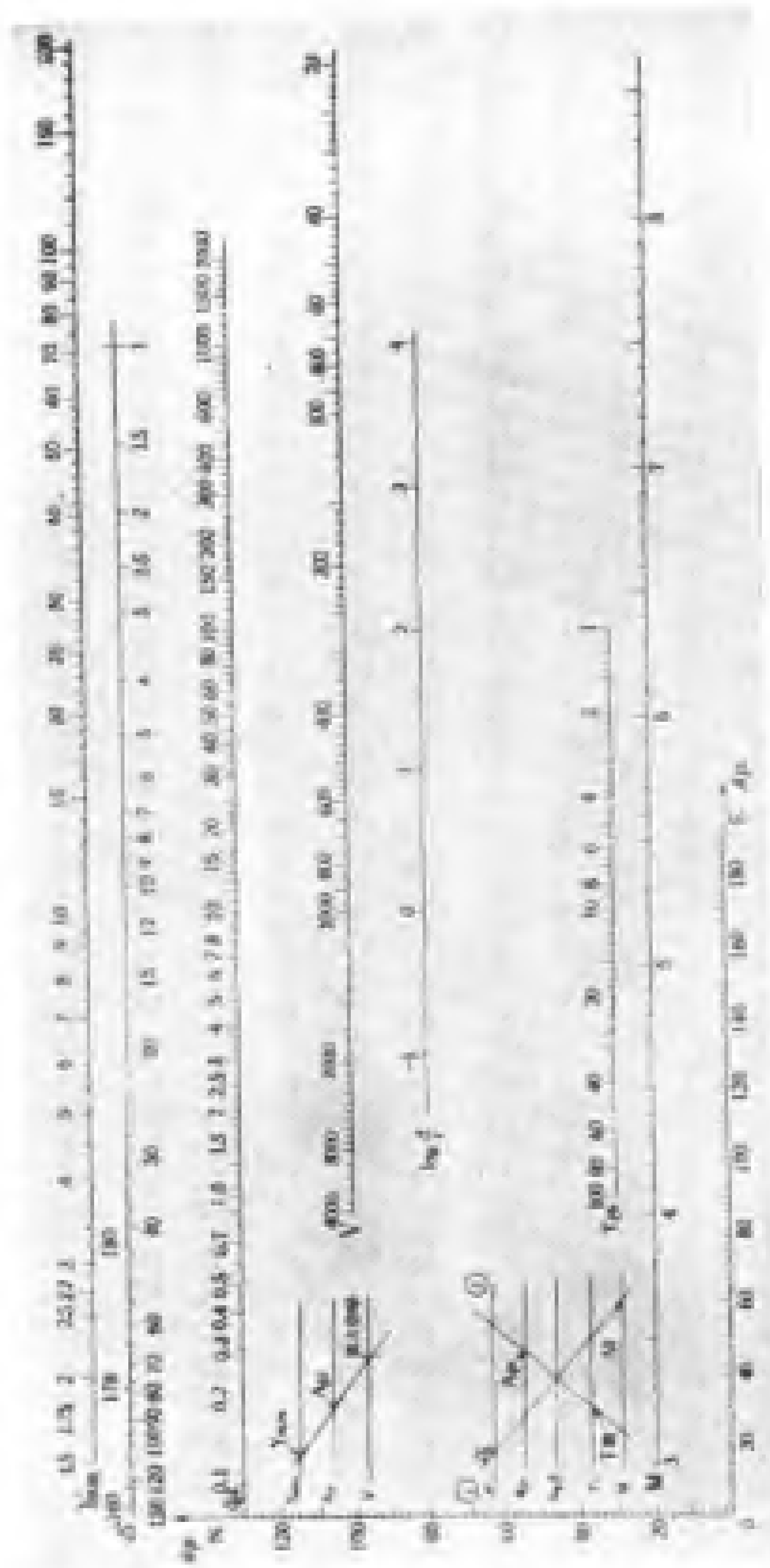


图 5-68　北京白家疃地震台测定面波震级的列线图



图5-69　体波震级列线图

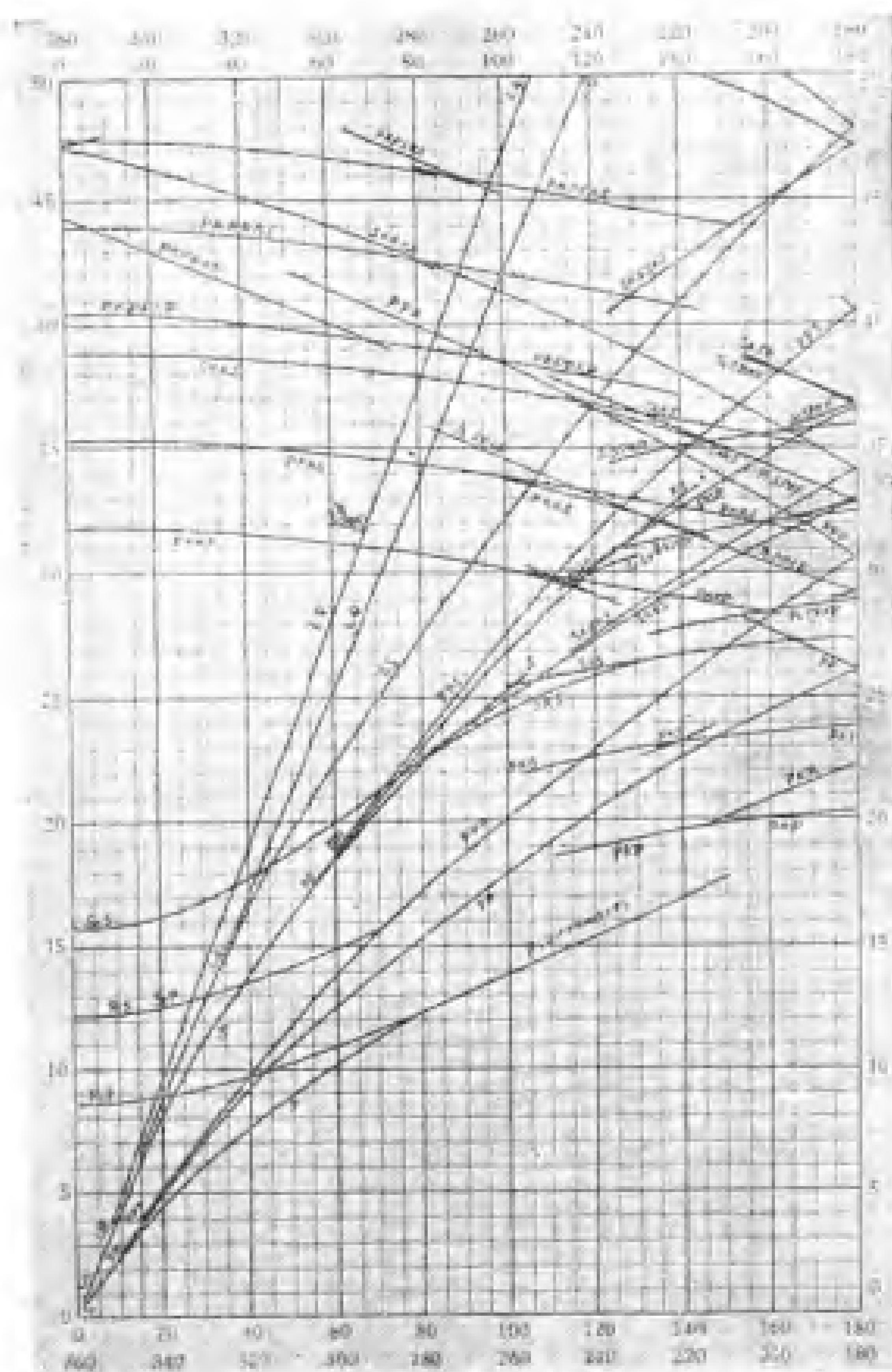


图 5-70　J—B 走时曲线

附录： 杰弗瑞斯-布伦（J-B）走时表

P 波走时表

Δ	深度 *h* =													
	地面		0·00		0·01		0·02		0·03		0·04		0·05	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
0·0	(6·8)	72	5·4		13·5	21	21·4	12	29·1	8	36·6	6	43·9	5
0·5	14·0	71	10·5	72	15·6	48	22·6	32	29·9	24	37·2	19	44·4	15
1·0	21·1	71	17·7	71	20·4	63	25·8	48	32·3	37	39·1	32	45·9	25
1·5	28·2	72	24·8	72	26·7	62	30·6	54	36·0	46	42·3	35	48·4	32
2·0	35·4	72	32·0	71	32·9	69	36·0	61	40·6	51	45·8	45	51·6	38
2·5	42·6	71	39·1	72	39·8	69	42·1	63	45·7	56	50·3	49	55·4	43
3·0	49·7	71	46·3	71	46·7	69	48·4	64	51·3	58	55·2	52	59·7	47
3·5	56·8	71	53·4	71	53·6	68	54·8	65	57·1	61	1 00·4	56	1 04·4	50
4·0	1 03·9	71	1 00·5	71	1 00·4	68	1 01·3	65	1 03·2	62	1 06·0	57	1 09·4	53
4·5	1 11·0	71	1 07·6	71	1 07·2	69	1 07·8	66	1 09·4	62	1 11·7	58	1 14·7	54
5·0	1 18·1	71	1 14·7	70	1 14·1	68	1 14·4	66	1 15·6	64	1 17·5	60	1 20·1	56
5·5	1 25·2	70	1 21·7	70	1 20·9	68	1 21·0	66	1 22·0	63	1 23·5	60	1 25·7	57
6·0	1 32·2	71	1 28·7	71	1 27·7	69	1 27·6	67	1 28·3	64	1 29·5	61	1 31·4	58
6·5	1 39·3	70	1 35·8	70	1 34·6	70	1 34·3	67	1 34·7	64	1 35·6	62	1 37·2	59
7·0	1 46·3	70	1 42·8	70	1 41·6	68	1 41·0	67	1 41·1	64	1 41·8	62	1 43·1	59
7·5	1 53·3	70	1 49·8	69	1 48·4	68	1 47·7	66	1 47·5	65	1 48·0	62	1 49·0	59
8·0	2 00·3	70	1 56·7	70	1 55·2	68	1 54·3	66	1 54·0	65	1 54·2	62	1 54·9	59
8·5	2 07·3	69	2 03·7	69	2 02·0	67	2 00·9	66	2 00·5	64	2 00·4	62	2 00·8	60
9·0	2 14·2	69	2 10·6	69	2 08·7	68	2 07·5	66	2 06·9	64	2 06·6	62	2 06·8	60
9·5	2 21·1	69	2 17·5	69	2 15·5	67	2 14·1	65	2 13·3	64	2 12·8	62	2 12·8	60
10·0	2 28·0	137	2 24·4	137	2 22·2	134	2 20·6	131	2 19·7	128	2 19·0	124	2 18·8	120
11·0	2 41·7	136	2 38·1	135	2 35·6	133	2 33·7	130	2 32·5	126	2 31·4	124	2 30·8	120
12·0	2 55·3	134	2 51·6	134	2 48·9	132	2 46·7	129	2 45·1	125	2 43·8	122	2 42·8	119
13·0	3 08·7	132	3 05·0	131	3 02·1	129	2 59·6	127	2 57·6	124	2 56·0	121	*d*2 54·7	116
14·0	3 21·9	131	3 18·1	131	3 15·0	129	3 12·3	126	3 10·0	123	3 08·1	120	*r*3 06·3	107
15·0	3 35·0	130	3 31·2	129	3 27·9	126	3 24·9	124	3 22·3	121	*d*3 20·1	112	3 17·0	106
16·0	3 48·0	127	3 44·1	126	3 40·5	124	3 37·3	122	*d*3 34·4	116	*r*3 31·3	106	3 27·6	104
17·0	4 00·7	125	3 56·7	125	3 52·9	123	*d*3 49·5	116	*r*3 46·0	105	3 41·9	103	3 38·0	101
18·0	4 13·2	123	4 09·2	123	*d*4 05·2	113	*r*4 01·1	103	3 56·5	102	3 52·2	101	3 48·1	100
19·0	*d*4 25·5	115	*d*4 21·5	110	*r*4 16·5	106	4 11·6	103	4 06·7	102	4 02·3	99	3 58·1	98
20·0	*r*4 37·0	104	*r*4 32·5	104	4 27·1	102	4 21·9	100	4 16·9	99	4 12·2	98	4 07·9	97
21·0	4 47·4	101	4 42·9	100	4 37·3	99	4 31·9	98	4 26·8	97	4 22·0	97	4 17·6	96
22·0	4 57·5	99	4 52·9	99	4 47·2	97	4 41·7	97	4 36·5	97	4 31·7	95	4 27·2	93
23·0	5 07·4	97	5 02·8	97	4 56·9	96	4 51·4	96	4 46·2	94	4 41·2	93	4 36·5	92
24·0	5 17·1	97	5 12·5	97	5 06·5	97	5 01·0	94	4 55·6	93	4 50·5	91	4 45·7	90
25·0	5 26·8	94	5 22·2	94	5 16·2	93	5 10·4	93	5 04·9	92	4 59·6	91	4 54·7	91
26·0	5 36·2	92	5 31·6	92	5 25·5	92	5 19·7	91	5 14·1	91	5 08·7	91	5 03·8	90
27·0	5 45·4	91	5 40·8	91	5 34·7	91	5 28·8	91	5 23·2	90	5 17·8	90	5 12·8	89
28·0	5 54·5	90	5 49·9	89	5 43·8	89	5 37·9	89	5 32·2	89	5 26·8	88	5 21·7	88
29·0	6 03 5	90	5 58·8	89	5 52·7	89	5 46·8	89	5 41·1	88	5 35·6	88	5 30·5	87
30·0	6 12·5		6 07 7		6 01·6		5 55·7		5 49·9		5 44·4		5 39·2	

Δ	深度 *h* = 0·06		0·07		0·08		0·09		0·10		0·11		0·12	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
0·0	51·1	4	58·0	3	1 04·5	3	1 10·8	2	1 16·8	2	1 22·8	2	1 28·8	2
0·5	51·5	12	58·3	10	1 04·8	9	1 11·0	8	1 17·0	7	1 23·0	6	1 29·0	5
1·0	52·7	21	59·3	17	1 05·7	15	1 11·8	13	1 17·7	11	1 23·6	10	1 29·5	8
1·5	54·8	28	1 01·0	24	1 07·2	20	1 13·1	17	1 18·8	15	1 24·6	13	1 30·3	12
2·0	57·6	33	1 03·4	29	1 09·2	26	1 14·8	23	1 20·3	20	1 25·9	18	1 31·5	15
2·5	1 00·9	37	1 06·3	34	1 11·8	30	1 17·1	27	1 22·3	24	1 27·7	21	1 33·0	19
3·0	1 04·6	43	1 09·7	37	1 14·8	33	1 19·8	30	1 24·7	28	1 29·8	25	1 34·9	23
3·5	1 08·9	45	1 13·4	41	1 18·1	36	1 22·8	34	1 27·5	31	1 32·3	28	1 37·2	25
4·0	1 13·4	48	1 17·5	44	1 21·7	40	1 26·2	35	1 30·6	31	1 35·1	32	1 39·7	27
4·5	1 18·2	51	1 21·9	46	1 25·7	42	1 29·7	38	1 33·7	36	1 38·3	31	1 42·4	30
5·0	1 23·3	51	1 26·5	48	1 29·9	44	1 33·5	41	1 37·3	36	1 41·4	34	1 45·4	32
5·5	1 28·4	53	1 31·3	50	1 34·3	46	1 37·6	42	1 40·9	39	1 44·8	34	1 48·6	33
6·0	1 33·7	55	1 36·3	51	1 38·9	47	1 41·8	43	1 44·8	41	1 48·2	38	1 51·9	34
6·5	1 39·2	56	1 41·4	51	1 43·6	48	1 46·1	45	1 48·9	42	1 52·0	39	1 55·3	36
7·0	1 44·8	56	1 46·5	53	1 48·4	49	1 50·6	46	1 53·1	43	1 55·9	40	1 58·9	37
7·5	1 50·4	57	1 51·8	53	1 53·3	50	1 55·2	46	1 57·4	43	1 59·9	41	2 02·6	39
8·0	1 56·1	57	1 57·1	54	1 58·3	50	1 59·8	47	2 01·7	45	2 04·0	42	2 06·5	40
8·5	2 01·8	57	2 02·5	54	2 03·3	51	2 04·5	48	2 06·2	45	2 08·2	43	2 10·5	40
9·0	2 07·5	57	2 07·9	54	2 08·4	51	2 09·3	48	2 10·7	46	2 12·5	43	2 14·5	41
9·5	2 13·2	58	2 13·3	53	2 13·5	51	2 14·1	48	2 15·3	46	2 16·8	44	2 18·6	41
10·0	2 19·0	116	2 18·6	107	2 18·6	102	2 18·9	98	2 19·9	92	2 21·2	88	2 22·7	85
11·0	2 30·6	112	2 29·3	106	2 28·8	101	2 28·7	99	2 29·1	95	2 30·0	90	2 31·2	86
12·0	2 41·8	111	2 39·9	106	2 38·9	102	2 38·6	99	2 38·6	95	2 39·0	91	2 39·8	87
13·0	2 52·9	107	2 50·5	104	2 49·1	101	2 48·5	97	2 48·1	95	2 48·1	91	2 48·5	88
14·0	3 03·6	104	3 00·9	102	2 59·2	100	2 58·2	97	2 57·6	95	2 57·2	92	2 57·3	89
15·0	3 14·0	101	3 11·1	101	3 09·2	98	3 07·9	96	3 07·1	93	3 06·4	91	3 06·2	89
16·0	3 24·1	101	3 21·2	100	3 19·0	97	3 17·5	94	3 16·4	91	3 15·5	90	3 15·1	89
17·0	3 34·2	101	3 31·2	99	3 28·7	97	3 26·9	94	3 25·5	92	3 24·5	90	3 24·0	88
18·0	3 44·3	98	3 41·1	97	3 38·4	95	3 36·3	93	3 34·7	91	3 33·5	90	3 32·8	88
19·0	3 54·1	97	3 50·8	95	3 47·9	94	3 45·6	92	3 43·8	90	3 42·5	88	3 41·6	87
20·0	4 03·8	96	4 00·3	94	3 57·3	92	3 54·8	91	3 52·8	90	3 51·3	89	3 50·3	87
21·0	4 13·4	95	4 09·7	93	4 06·5	92	4 03·9	91	4 01·8	90	4 00·2	88	3 59·0	87
22·0	4 22·9	91	4 19·0	91	4 15·7	90	4 13·0	89	4 10·8	88	4 09·0	87	4 07·7	86
23·0	4 32·0	91	4 28·1	90	4 24·7	90	4 21·9	89	4 19·6	88	4 17·7	87	4 16·3	86
24·0	4 41·1	90	4 37·1	90	4 33·7	89	4 30·8	88	4 28·4	87	4 26·4	86	4 24·9	85
25·0	4 50·1	90	4 46·1	89	4 42·6	88	4 39·6	88	4 37·1	87	4 35·0	86	4 33·4	85
26·0	4 59·1	89	4 55·0	89	4 51·4	88	4 48·4	87	4 45·8	86	4 43·6	85	4 41·9	84
27·0	5 08·0	88	5 03·9	87	5 00·2	88	4 57·1	86	4 54·4	85	4 52·1	85	4 50·3	84
28·0	5 16·8	87	5 12·6	88	5 09·0	86	5 05·7	86	5 02·9	85	5 00·6	84	4 58·7	84
29·0	5 25·5	87	5 21·4	86	5 17·6	86	5 14·3	85	5 11·4	85	5 09·0	84	5 07·1	83
30·0	5 34·2		5 30·0		5 26·2		5 22·8		5 19·9		5 17·4		5 15·4	

Δ	深度 h=													
	地面		0.00		0.01		0.02		0.03		0.04		0.05	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
30	6 12.5	88	6 07.7	89	6 01.6	88	5 55.7	88	5 49.9	87	5 44.4	87	5 39.2	86
31	6 21.3	88	6 16.6	88	6 10.4	87	6 04.5	87	5 58.6	87	5 53.1	86	5 47.8	86
32	6 30.1	87	6 25.4	87	6 19.1	87	6 13.2	86	6 07.3	86	6 01.7	86	5 56.4	85
33	6 38.8	87	6 34.1	86	6 27.8	86	6 21.8	85	6 15.9	85	6 10.3	85	6 04.9	85
34	6 47.5	86	6 42.7	86	6 36.4	85	6 30.3	85	6 24.4	85	6 18.8	84	6 13.4	84
35	6 56.1	85	6 51.3	85	6 44.9	85	6 38.8	84	6 32.9	84	6 27.2	84	6 21.8	84
36	7 04.6	84	6 59.8	84	6 53.4	84	6 47.2	84	6 41.3	84	6 35.6	84	6 30.2	83
37	7 13.0	84	7 08.2	84	7 01.8	83	6 55.6	84	6 49.7	83	6 44.0	83	6 38.5	83
38	7 21.4	84	7 16.6	83	7 10.1	83	7 04.0	83	6 58.0	83	6 52.3	82	6 46.8	82
39	7 29.8	83	7 24.9	83	7 18.4	83	7 12.3	82	7 06.3	82	7 00.5	82	6 55.0	82
40	7 38.1	82	7 33.2	83	7 26.7	82	7 20.5	82	7 14.5	82	7 08.7	82	7 03.2	81
41	7 46.3	82	7 41.5	82	7 34.9	82	7 28.7	82	7 22.7	81	7 16.9	81	7 11.3	81
42	7 54.5	82	7 49.7	82	7 43.1	82	7 36.9	81	7 30.8	81	7 25.0	80	7 19.4	80
43	8 02.7	81	7 57.9	81	7 51.3	81	7 45.0	80	7 38.9	80	7 33.0	80	7 27.4	80
44	8 10.8	81	8 06.0	80	7 59.4	80	7 53.0	80	7 46.9	79	7 41.0	79	7 35.4	79
45	8 18.9	79	8 14.0	80	8 07.4	79	8 01.0	79	7 54.8	79	7 48.9	78	7 43.3	78
46	8 26.8	79	8 22.0	78	8 15.3	79	8 08.9	78	8 02.7	77	7 56.7	78	7 51.1	77
47	8 34.7	79	8 29.8	79	8 23.2	78	8 16.7	78	8 10.4	78	8 04.5	77	7 58.8	77
48	8 42.6	77	8 37.7	77	8 31.0	77	8 24.5	77	8 18.2	76	8 12.2	76	8 06.5	76
49	8 50.3	77	8 45.4	77	8 38.7	77	8 32.2	76	8 25.8	76	8 19.8	75	8 14.1	75
50	8 58.0	76	8 53.1	76	8 46.4	76	8 39.8	76	8 33.4	75	8 27.3	74	8 21.6	74
51	9 05.6	76	9 00.7	75	8 54.0	75	8 47.4	75	8 40.9	74	8 34.7	74	8 29.0	74
52	9 13.2	75	9 08.2	75	9 01.5	75	8 54.9	74	8 48.3	74	8 42.1	73	8 36.4	73
53	9 20.7	73	9 15.7	74	9 09.0	73	9 02.3	73	8 55.7	73	8 49.4	72	8 43.7	72
54	9 28.0	74	9 23.1	73	9 16.3	73	9 09.6	73	9 03.0	72	8 56.6	72	8 50.9	71
55	9 35.4	72	9 30.4	72	9 23.6	72	9 16.9	72	9 10.2	71	9 03.8	71	8 58.0	71
56	9 42.6	72	9 37.6	72	9 30.8	71	9 24.1	70	9 17.3	71	9 10.9	70	9 05.1	69
57	9 49.8	70	9 44.8	70	9 37.9	70	9 31.1	70	9 24.4	70	9 17.9	70	9 12.0	69
58	9 56.8	70	9 51.8	70	9 44.9	69	9 38.1	70	9 31.4	69	9 24.9	69	9 18.9	69
59	10 03.8	69	9 58.8	69	9 51.8	69	9 45.1	68	9 38.3	68	9 31.8	68	9 25.8	67
60	10 10.7	68	10 05.7	68	9 58.7	68	9 51.9	68	9 45.1	67	9 38.6	67	9 32.5	66
61	10 17.5	68	10 12.5	67	10 05.5	67	9 58.7	67	9 51.8	67	9 45.3	66	9 39.1	66
62	10 24.3	66	10 19.2	67	10 12.2	67	10 05.4	66	9 58.5	66	9 51.9	65	9 45.7	65
63	10 30.9	66	10 25.9	65	10 18.9	65	10 12.0	65	10 05.1	65	9 58.4	65	9 52.2	64
64	10 37.5	65	10 32.4	65	10 25.4	65	10 18.5	65	10 11.6	64	10 04.9	64	9 58.6	64
65	10 44.0	64	10 38.9	64	10 31.9	64	10 25.0	64	10 18.0	64	10 11.3	63	10 05.0	63
66	10 50.4	64	10 45.3	63	10 38.3	63	10 31.4	63	10 24.4	63	10 17.6	63	10 11.3	63
67	10 56.8	63	10 51.6	63	10 44.6	62	10 37.7	62	10 30.7	62	10 23.9	62	10 17.6	61
68	11 03.1	62	10 57.9	62	10 50.8	62	10 43.9	61	10 36.9	61	10 30.1	61	10 23.7	61
69	11 09.3	61	11 04.1	61	10 57.0	61	10 50.0	61	10 43.0	61	10 36.2	61	10 29.8	61
70	11 15.4		11 10.2		11 03.1		10 56.1		10 49.1		10 42.3		10 35.9	

Δ	深度 *h* = 0·06		0·07		0·08		0·09		0·10		0·11		0·12	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
30	5 34·2	86	5 30·0	86	5 26·2	85	5 22·8	85	5 19·9	84	5 17·4	83	5 15·4	83
31	5 42·8	86	5 38·6	85	5 34·7	85	5 31·3	84	5 28·3	84	5 25·7	84	5 23·7	82
32	5 51·4	85	5 47·1	84	5 43·2	84	5 39·7	84	5 36·7	83	5 34·1	82	5 31·9	82
33	5 59·9	85	5 55·5	84	5 51·6	84	5 48·1	83	5 45·0	83	5 42·3	82	5 40·1	81
34	6 08·4	84	6 03·9	84	6 00·0	83	5 56·4	83	5 53·3	82	5 50·5	82	5 48·2	81
35	6 16·8	84	6 12·3	83	6 08·3	83	6 04·7	82	6 01·5	82	5 58·7	81	5 56·3	81
36	6 25·2	83	6 20·6	83	6 16·6	82	6 12·9	82	6 09·7	82	6 06·8	81	6 04·4	80
37	6 33·5	82	6 28·9	82	6 24·8	81	6 21·1	82	6 17·9	81	6 14·9	81	6 12·4	80
38	6 41·7	82	6 37·1	82	6 32·9	81	6 29·3	81	6 26·0	80	6 23·0	80	6 20·4	79
39	6 49·9	82	6 45·3	81	6 41·0	81	6 37·4	80	6 34·0	80	6 31·0	79	6 28·3	78
40	6 58·1	81	6 53·4	81	6 49·1	80	6 45·4	80	6 42·0	79	6 38·9	78	6 36·1	77
41	7 06·2	80	7 01·5	80	6 57·1	80	6 53·4	79	6 49·9	79	6 46·7	78	6 43·8	77
42	7 14·2	80	7 09·5	79	7 05·1	79	7 01·3	78	6 57·8	77	6 54·5	77	6 51·5	76
43	7 22·2	79	7 17·4	79	7 13·0	78	7 09·1	78	7 05·5	78	7 02·2	76	6 59·1	76
44	7 30·1	79	7 25·3	78	7 20·8	78	7 16·9	77	7 13·3	76	7 09·8	76	7 06·7	75
45	7 38·0	78	7 33·1	77	7 28·6	77	7 24·6	76	7 20·9	76	7 17·4	75	7 14·2	75
46	7 45·8	77	7 40·8	77	7 36·3	76	7 32·2	76	7 28·5	75	7 24·9	75	7 21·7	74
47	7 53·5	76	7 48·5	76	7 43·9	76	7 39·8	75	7 36·0	74	7 32·4	74	7 29·1	73
48	8 01·1	76	7 56·1	75	7 51·5	75	7 47·3	75	7 43·4	74	7 39·8	73	7 36·4	73
49	8 08·7	75	8 03·6	75	7 59·0	74	7 54·8	73	7 50·8	73	7 47·1	73	7 43·7	72
50	8 16·2	74	8 11·1	74	8 06·4	73	8 02·1	73	7 58·1	72	7 54·4	72	7 50·9	71
51	8 23·6	74	8 18·5	73	8 13·7	73	8 09·4	71	8 05·3	71	8 01·6	70	7 58·0	70
52	8 31·0	73	8 25·8	72	8 21·0	71	8 16·5	71	8 12·4	71	8 08·6	70	8 05·0	69
53	8 38·3	72	8 33·0	71	8 28·1	71	8 23·6	70	8 19·5	70	8 15·6	70	8 11·9	69
54	8 45·5	71	8 40·1	71	8 35·2	70	8 30·6	70	8 26·5	69	8 22·6	68	8 18·8	68
55	8 52·6	70	8 47·2	70	8 42·2	69	8 37·6	69	8 33·4	68	8 29·4	68	8 25·6	67
56	8 59·6	69	8 54·2	68	8 49·1	69	8 44·5	68	8 40·2	68	8 36·2	67	8 32·3	67
57	9 06·5	68	9 01·0	68	8 56·0	68	8 51·3	68	8 47·0	67	8 42·9	66	8 39·0	66
58	9 13·3	67	9 07·8	67	9 02·8	67	8 58·1	67	8 53·7	66	8 49·5	66	8 45·6	65
59	9 20·0	67	9 14·5	67	9 09·5	66	9 04·8	66	9 00·3	66	8 56·1	65	8 52·1	65
60	9 26·7	66	9 21·2	66	9 16·1	66	9 11·4	65	9 06·9	65	9 02·6	64	8 58·6	64
61	9 33·3	66	9 27·8	66	9 22·7	65	9 17·9	65	9 13·4	64	9 09·0	64	9 05·0	64
62	9 39·9	65	9 34·4	65	9 29·2	64	9 24·4	64	9 19·8	64	9 15·4	64	9 11·4	62
63	9 46·4	64	9 40·9	64	9 35·6	64	9 30·8	63	9 26·2	63	9 21·8	62	9 17·6	63
64	9 52·8	64	9 47·3	63	9 42·0	63	9 37·1	63	9 32·5	62	9 28·0	62	9 23·9	61
65	9 59·2	63	9 53·6	62	9 48·3	62	9 43·4	62	9 38·7	62	9 34·2	61	9 30·0	61
66	10 05·5	62	9 59·8	62	9 54·5	62	9 49·6	61	9 44·9	60	9 40·3	61	9 36·1	60
67	10 11·7	61	10 06·0	61	10 00·7	61	9 55·7	60	9 50·9	61	9 46·4	60	9 42·1	59
68	10 17·8	61	10 12·1	60	10 06·8	60	10 01·7	60	9 57·0	59	9 52·4	59	9 48·0	59
69	10 23·9	60	10 18·1	60	10 12·8	59	10 07·7	59	10 02·9	59	9 58·3	59	9 53·9	58
70	10 29·9		10 24·1		10 18·7		10 13·6		10 08·8		10 04·2		9 59·7	

Δ	深度 h = 地面		0·00		0·01		0·02		0·03		0·04		0·05	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
70	11 15·4	6:	11 10·2	61	11 03·1	60	10 56·1	60	10 49·1	60	10 42·3	60	10 35·9	60
71	11 21·5	60	11 16·3	59	11 00·1	60	11 02·1	59	10 55·1	60	10 48·3	60	10 41·9	59
72	11 27·5	59	11 22·2	60	11 15·1	58	11 08·0	59	11 01·1	59	10 54·3	59	10 47·8	59
73	11 33·4	58	11 28·2	58	11 20·9	59	11 13·9	58	11 07·0	58	11 00·2	58	10 53·7	58
74	11 39·2	58	11 34·0	58	11 26·8	57	11 19·7	57	11 12·8	57	11 06·0	57	10 59·5	57
75	11 45·0	57	11 39·8	57	11 32·5	57	11 25·4	56	11 18·5	56	11 11·7	56	11 05·2	56
76	11 50·7	56	11 45·5	57	11 38·2	56	11 31·0	56	11 24·1	55	11 17·3	55	11 10·8	55
77	11 56·3	55	11 51·2	55	11 43·8	55	11 36·6	55	11 29·6	55	11 22·8	55	11 16·3	54
78	12 01·8	55	11 56·7	55	11 49·3	55	11 42·1	54	11 35·1	54	11 28·3	53	11 21·7	53
79	12 07·3	54	12 02·2	54	11 54·8	54	11 47·5	54	11 40·5	53	11 33·6	53	11 27·0	53
80	12 12·7	53	12 07·6	53	12 00·2	53	11 52·9	53	11 45·8	53	11 38·9	52	11 32·3	52
81	12 18·0	52	12 12·9	52	12 05·5	52	11 58·2	52	11 51·1	51	11 44·1	52	11 37·5	52
82	12 23·2	52	12 18·1	51	12 10·7	51	12 03·4	51	11 56·2	52	11 49·3	51	11 42·7	50
83	12 28·4	51	12 23·2	51	12 15·8	50	12 08·5	50	12 01·4	50	11 54·4	50	11 47·7	51
84	12 33·5	50	12 28·3	50	12 20·8	50	12 13·5	50	12 06·4	50	11 59·4	50	11 52·8	49
85	12 38·5	50	12 33·3	49	12 25·8	49	12 18·5	49	12 11·4	40	12 04·4	49	11 57·7	48
86	12 43·5	49	12 38·2	49	12 30·7	49	12 23·4	48	12 16·3	48	12 09·3	48	12 02·5	48
87	12 48·4	48	12 43·1	48	12 35·6	48	12 28·2	48	12 21·1	47	12 14·1	47	12 07·3	48
88	12 53·2	48	12 47·9	48	12 40·4	47	12 33·0	47	12 25·8	47	12 18·8	47	12 12·1	46
89	12 58·0	47	12 52·7	47	12 45·1	47	12 37·7	47	12 30·5	47	12 23·5	47	12 16·7	47
90	13 02·7	46	12 57·4	47	12 49·8	47	12 42·4	47	12 35·2	46	12 28·2	46	12 21·4	46
91	13 07·3	46	13 02·1	46	12 54·5	46	12 47·1	46	12 39·8	47	12 32·8	47	12 26·0	47
92	13 11·9	46	13 06·7	46	12 59·1	46	12 51·7	46	12 44·5	46	12 37·5	46	12 30·7	46
93	13 16·5	46	13 11·3	45	13 03·7	45	12 56·3	45	12 49·1	45	12 42·1	45	12 35·3	45
94	13 21·1	46	13 15·8	46	13 08·2	46	13 00·8	46	12 53·6	46	12 46·6	46	12 39·8	46
95	13 25·7	46	13 20·4	45	13 12·8	45	13 05·4	45	12 58·2	45	12 51·2	45	12 44·4	46
96	13 30·3	45	13 24·9	46	13 17·3	46	13 09·9	46	13 02·7	46	12 55·7	46	12 49·0	45
97	13 34·8	45	13 29·5	45	13 21·9	45	13 14·5	45	13 07·3	45	13 00·3	45	12 53·5	45
98	13 39·3	45	13 34·0	45	13 26·4	46	13 19·0	46	13 11·8	46	13 04·8	46	12 58·0	46
99	13 43·8	46	13 38·5	46	13 31·0	45	13 23·6	45	13 16·4	45	13 09·4	45	13 02·6	45
100	13 48·4	45	13 43·1	45	13 35·5	45	13 28·1	45	13 20·9	45	13 13·9	45	13 07·1	44
101	13 52·9	45	13 47·6	45	13 40·0	44	13 32·6	44	13 25·4	44	13 18·4	44	13 11·5	44
102	13 57·4	44	13 52·1	44	13 44·4	44	13 37·0	44	13 29·8	44	13 22·8	44	13 15·9	44
103	14 01·8	44	13 50·5	44	13 48·8	44	13 41·4	44	13 34·2	44	13 27·2	44	13 20·3	
104	14 06·2	44	14 00·9	44	13 53·2		13 45·8		13 38·6		13 31·6			
105	14 10·6		14 05·3											

Δ	深度 $h=$ 0·06		0·07		0·08		0·09		0·10		0·11		0·12	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
70	10 29·9	59	10 24·1	59	10 18·7	59	10 13·6	58	10 08·8	58	10 04·2	58	9 59·7	57
71	10 35·8	59	10 30·0	58	10 24·6	58	10 19·4	58	10 14·6	57	10 10·0	57	10 05·4	57
72	10 41·7	58	10 35·8	58	10 30·4	57	10 25·2	57	10 20·3	57	10 15·7	56	10 11·1	55
73	10 47·5	57	10 41·6	57	10 36·1	56	10 30·9	56	10 26·0	56	10 21·3	55	10 16·6	56
74	10 53·2	56	10 47·3	56	10 41·7	56	10 36·5	56	10 31·6	55	10 26·8	55	10 22·2	54
75	10 58·8	56	10 52·9	55	10 47·3	55	10 42·1	55	10 37·1	55	10 32·3	54	10 27·6	54
76	11 04·4	55	10 58·4	55	10 52·8	54	10 47·6	54	10 42·6	53	10 37·7	54	10 33·0	53
77	11 09·9	54	11 03·9	54	10 58·2	54	10 53·0	53	10 47·9	54	10 43·1	52	10 38·3	52
78	11 15·3	53	11 09·3	53	11 03·6	53	10 58·3	53	10 53·3	52	10 48·3	53	10 43·5	52
79	11 20·6	53	11 14·6	52	11 08·9	52	11 03·6	52	10 58·5	52	10 53·6	51	10 48·7	51
80	11 25·9	52	11 19·8	52	11 14·1	52	11 08·8	51	11 03·7	51	10 58·7	51	10 53·8	50
81	11 31·1	51	11 25·0	51	11 19·3	50	11 13·9	51	11 08·8	51	11 03·8	50	10 58·8	50
82	11 36·2	51	11 30·1	50	11 24·3	51	11 19·0	50	11 13·9	49	11 08·8	49	11 03·8	49
83	11 41·3	50	11 35·1	50	11 29·4	49	11 24·0	49	11 18·8	50	11 13·7	49	11 08·7	49
84	11 46·3	49	11 40·1	49	11 34·3	49	11 28·9	49	11 23·8	48	11 18·6	48	11 13·6	48
85	11 51·2	48	11 45·0	48	11 39·2	48	11 33·8	48	11 28·6	47	11 23·4	47	11 18·4	47
86	11 56·0	48	11 49·8	48	11 44·0	47	11 38·6	47	11 33·3	47	11 28·1	47	11 23·1	47
87	12 00·8	47	11 54·6	47	11 48·7	47	11 43·3	47	11 38·0	47	11 32·8	47	11 27·8	46
88	12 05·5	47	11 59·3	47	11 53·4	47	11 48·0	47	11 42·7	46	11 37·5	46	11 32·4	46
89	12 10·2	46	12 04·0	46	11 58·1	46	11 52·7	46	11 47·3	46	11 42·1	46	11 37·0	46
90	12 14·8	46	12 08·6	46	12 02·7	46	11 57·3	46	11 51·9	46	11 46·7	46	11 41·6	46
91	12 19·4	47	12 13·2	46	12 07·3	46	12 01·9	45	11 56·5	46	11 51·3	46	11 46·2	46
92	12 24·1	46	12 17·8	46	12 11·9	46	12 06·4	46	12 01·1	46	11 55·9	46	11 50·8	45
93	12 28·7	45	12 22·4	46	12 16·5	46	12 11·0	45	12 05·7	46	12 00·5	46	11 55·3	46
94	12 33·2	46	12 27·0	45	12 21·1	45	12 15·5	45	12 10·3	45	12 05·1	45	11 59·9	45
95	12 37·8	46	12 31·5	45	12 25·6	45	12 20·0	45	12 14·8	45	12 09·6	45	12 04·4	45
96	12 42·4	45	12 36·0	46	12 30·1	46	12 24·5	45	12 19·3	45	12 14·1	45	12 08·9	46
97	12 46·9	46	12 40·6	45	12 34·7	45	12 29·0	45	12 23·8	45	12 18·6	45	12 13·5	45
98	12 51·5	45	12 45·1	45	12 39·2	45	12 33·5	45	12 28·3	45	12 23·1	45	12 18·0	45
99	12 56·0	44	12 49·6	45	12 43·7	45	12 38·0	46	12 32·8	45	12 27·6	45	12 22·5	45
100	13 00·4	44	12 54·1	44	12 48·2	44	12 42·6	44	12 37·3	44	12 32·1	44	12 27·0	44
101	13 04·8	44	12 58·5	44	12 52·6	44	12 47·0	44	12 41·7	44	12 36·5	44	12 31·4	44
102	13 09·2	44	13 02·9	44	12 57·0	44	12 51·4		12 46·1		12 40·9		12 35·8	
103	13 13·6		13 07·3		13 01·4									

Δ	深度 $h=$ 地面		0·00		0·01		0·02		0·03		0·04		0·05	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
0·0	(10·7)	127	9 2	89	23·6	39	37·7	23	51·5	15	1 05·1	12	1 18·3	9
0·5	(23·4)	127	(18·1)	127	27·5	83	40·0	57	53·0	44	1 06·3	34	1 19·2	27
1·0	36·1	127	30·8	127	35·8	108	45·7	84	57·4	65	1 09·7	51	1 21·9	44
1·5	48·8	127	43·5	126	46·6	106	54·1	97	1 03·9	80	1 14·8	67	1 26·3	57
2·0	1 01·5	127	56·1	127	57·2	123	1 03·8	106	1 11·9	92	1 21·5	80	1 32·0	67
2·5	1 14·2	127	1 08·8	127	1 09·5	123	1 14·4	111	1 21·1	100	1 29·5	87	1 38·7	78
3·0	1 26·9	127	1 21·5	127	1 21·8	123	1 25·5	114	1 31·1	103	1 38·2	94	1 46·5	84
3·5	1 39·6	126	1 34·2	127	1 34·1	123	1 36·9	116	1 41·4	108	1 47·6	99	1 54·9	90
4·0	1 52·2	127	1 46·9	126	1 46·4	123	1 48·5	116	1 52·2	110	1 57·5	103	2 03·9	94
4·5	2 04·9	126	1 59·5	126	1 58·7	124	2 00·1	118	2 03·2	112	2 07·8	104	2 13·3	97
5·0	2 17·5	126	2 12·1	126	2 11·1	123	2 11·9	119	2 14·4	113	2 18·2	107	2 23·0	100
5·5	2 30·1	125	2 24·7	125	2 23·4	123	2 23·8	119	2 25·7	114	2 28·9	108	2 33·0	102
6·0	2 42·6	125	2 37·2	125	2 35·7	123	2 35·7	119	2 37·1	115	2 39·7	110	2 43·2	104
6·5	2 55·1	125	2 49·7	124	2 48·0	122	2 47·6	120	2 48·6	115	2 50·7	110	2 53·6	105
7·0	3 07·6	125	3 02·1	125	3 00·2	123	2 59·6	120	3 00·1	115	3 01·7	111	3 04·1	106
7·5	3 20·1	125	3 14·6	124	3 12·5	122	3 11·6	119	3 11·6	116	3 12·8	111	3 14·7	107
8·0	3 32·6	125	3 27·0	125	3 24·7	122	3 23·5	119	3 23·2	115	3 23·9	111	3 25·4	107
8·5	3 45·1	124	3 39·5	124	3 36·9	122	3 35·4	118	3 34·7	115	3 35·0	112	3 36·1	108
9·0	3 57·5	124	3 51·9	124	3 49·1	121	3 47·2	118	3 48·2	115	3 46·2	112	3 46·9	108
9·5	4 09·9	123	4 04·3	123	4 01·2	120	3 59·0	118	3 57·7	115	3 57·4	112	3 57·7	109
10·0	4 22·2	245	4 16·6	244	4 13·2	240	4 10·8	235	4 09·2	231	4 08·6	224	4 08·6	216
11·0	4 46·7	244	4 41·0	243	4 37·2	239	4 34·3	234	4 32·3	229	4 31·0	223	4 30·2	216
12·0	5 11·1	242	5 05·3	241	5 01·1	237	4 57·7	233	4 55·2	227	4 53·3	221	4 51·8	216
13·0	5 35·3	239	5 29·4	239	5 24·8	235	5 21·0	230	5 17·9	224	5 15·4	219	5 13·4	216
14·0	5 59·2	237	5 53·3	236	5 48·3	235	5 44·0	228	5 40·3	223	5 37·3	218	d5 35·0	202
15·0	6 22·9	235	6 16·9	233	6 11·8	228	6 06·8	226	6 02·6	222	5 59·1	215	r5 55·2	193
16·0	6 46·4	231	6 40·2	231	6 34·6	227	6 29·4	223	6 24·8	217	d6 20·6	196	6 14·5	190
17·0	7 09·5	228	7 03·3	227	6 57·3	221	6 51·7	219	d6 46·5	202	r6 40·2	191	6 33·5	188
18·0	7 32·3	226	7 26·0	225	7 19·4	220	d7 13·6	204	r7 06·7	191	6 59·3	187	6 52·3	183
19·0	7 54·9	222	7 48·5	221	d7 41·4	202	r7 34·0	187	7 25·8	185	7 18·0	181	7 10·6	177
20·0	d8 17·1	203	d8 10·6	194	r8 01·6	189	7 52·7	186	7 44·3	180	7 36·1	176	7 28·3	172
21·0	r8 37·4	188	r8 30·0	187	8 20·5	182	8 11·3	178	8 02·3	175	7 53·7	172	7 45·5	170
22·0	8 56·2	182	8 48·7	181	8 38·7	176	8 29·1	172	8 19·8	170	8 10·9	169	8 02·5	166
23·0	9 14·4	175	9 06·8	175	8 56·3	172	8 46·3	169	8 36·8	168	8 27·8	166	8 19·1	165
24·0	9 31·9	170	9 24·3	170	9 13·5	168	9 03·2	168	8 53·6	165	8 44·4	163	8 35·6	162
25·0	9 48·9	167	9 41·3	165	9 30·3	166	9 20·0	165	9 10·1	162	9 00·7	161	8 51·8	160
26·0	10 05·6	165	9 57·8	164	9 46·9	163	9 36·5	162	9 26·3	162	9 16·8	160	9 07·8	159
27·0	10 22·1	161	10 14·2	161	10 03·2	162	9 52·7	161	9 42·5	160	9 32·8	159	9 23·7	158
28·0	10 38·2	161	10 30·3	160	10 19·4	159	10 08·8	159	9 58·5	159	9 48·7	158	9 39·5	157
29·0	10 54·3	159	10 46·3	159	10 35·3	158	10 24·7	157	10 14·4	157	10 04·5	157	9 55·2	157
30·0	11 10·2		11 02·2		10 51·1		10 40·4		10 30·1		10 29·2		10 10·9	

Δ	深度 *h* = 0·06		0·07		0·08		0·09		0·10		0·11		0·12	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
0·0	1 31·2	8	1 43·6	7	1 55·5	5	2 06·9	5	2 17·9	4	2 28·6	4	2 39·0	4
0·5	1 32·0	22	1 44·3	20	1 56·0	16	2 07·4	15	2 18·3	12	2 29·0	12	2 39·4	10
1·0	1 34·2	37	1 46·3	31	1 57·6	27	2 08·9	23	2 19·6	21	2 30·2	19	2 40·4	17
1·5	1 37·9	49	1 49·4	42	2 00·3	38	2 11·2	32	2 21·7	29	2 32·1	25	2 42·1	23
2·0	1 42·8	59	1 53·6	52	2 04·1	46	2 14·4	40	2 24·6	36	2 34·6	32	2 44·4	29
2·5	1 48·7	68	1 58·8	60	2 08·7	53	2 18·4	48	2 28·2	42	2 37·8	38	2 47·3	34
3·0	1 55·5	75	2 04·8	67	2 14·0	60	2 23·2	54	2 32·4	48	2 41·6	44	2 50·7	39
3·5	2 03·0	81	2 11·5	73	2 20·0	66	2 28·6	60	2 37·2	54	2 46·0	49	2 54·6	45
4·0	2 11·1	86	2 18·8	78	2 26·6	70	2 34·6	64	2 42·6	58	2 50·9	53	2 59·1	50
4·5	2 19·7	89	2 26·6	83	2 33·6	76	2 41·0	68	2 48·4	64	2 56·2	58	3 04·1	53
5·0	2 28·6	92	2 34·9	86	2 41·2	79	2 47·8	73	2 54·8	65	3 02·0	61	3 09·4	56
5·5	2 37·8	96	2 43·5	89	2 49·1	83	2 55·1	76	3 01·3	70	3 08·1	65	3 15·0	59
6·0	2 47·4	100	2 52·4	92	2 57·4	85	3 02·7	79	3 08·3	73	3 14·6	63	3 20·9	61
6·5	2 57·4	101	3 01·6	93	3 05·9	87	3 10·6	81	3 15·6	75	3 20·9	73	3 27·0	64
7·0	3 07·5	101	3 10·9	95	3 14·6	89	3 18·7	84	3 23·1	77	3 28·2	72	3 33·4	66
7·5	3 17·6	101	3 20·4	96	3 23·5	90	3 27·1	85	3 30·8	80	3 35·4	74	3 40·0	69
8·0	3 27·7	103	3 30·0	97	3 32·5	91	3 35·6	86	3 38·8	81	3 42·8	76	3 46·9	71
8·5	3 38·0	103	3 39·7	97	3 41·6	92	3 44·2	87	3 46·9	83	3 50·4	77	3 54·0	74
9·0	3 48·3	104	3 49·4	98	3 50·8	93	3 52·9	88	3 55·2	83	3 58·1	78	4 01·4	75
9·5	3 58·7	104	3 59·2	98	4 00·1	93	4 01·7	88	4 03·5	84	4 05·9	79	4 08·9	76
10·0	4 09·1	209	4 09·0	197	4 09·4	187	4 10·5	178	4 11·9	170	4 13·8	162	4 16·5	154
11·0	*d*4 30·0	209	4 28·7	196	4 28·1	187	4 28·3	177	4 28·9	170	4 30·0	164	4 31·9	156
12·0	*r*4 50·9	201	4 48·3	193	4 46·8	184	4 46·0	177	4 45·9	171	4 46·4	164	4 47·5	158
13·0	5 11·0	198	5 07·6	191	5 05·2	184	5 03·7	178	5 03·0	171	5 02·8	165	5 03·3	159
14·0	5 30·8	193	5 26·7	189	5 23·6	183	5 21·5	176	5 20·1	169	5 19·3	164	5 19·2	159
15·0	5 50·1	189	5 45·6	184	5 41·9	179	5 39·1	173	5 37·0	167	5 35·7	162	5 35·1	159
16·0	6 09·0	186	6 04·0	181	5 59·8	176	5 56·4	171	5 53·7	167	5 51·9	163	5 51·0	159
17·0	6 27·6	182	6 22·1	176	6 17·4	171	6 13·5	168	6 10·4	165	6 08·2	162	6 06·9	158
18·0	6 45·8	177	6 39·7	173	6 34·5	170	6 30·3	167	6 26·9	163	6 24·4	160	6 22·7	158
19·0	7 03·5	173	6 57·0	170	6 51·5	167	6 47·0	165	6 43·2	163	6 40·4	159	6 38·5	156
20·0	7 20·8	170	7 14·0	168	7 08·2	166	7 03·5	162	6 59·4	162	6 56·3	159	6 54·1	156
21·0	7 37·8	167	7 30·8	165	7 24·8	163	7 19·7	162	7 15·6	159	7 12·2	158	7 09·7	156
22·0	7 54·5	165	7 47·3	163	7 41·1	161	7 35·9	159	7 31·5	157	7 28·0	156	7 25·3	155
23·0	8 11·0	162	8 03·6	161	7 57·2	160	7 51·8	158	7 47·2	157	7 43·6	155	7 40·8	155
24·0	8 27·2	161	8 19·7	160	8 13·2	158	8 07·6	157	8 02·9	156	7 59·1	156	7 56·3	155
25·0	8 43·3	160	8 35·7	159	8 29·0	158	8 23·3	157	8 18·5	156	8 14·7	155	8 11·8	154
26·0	8 59·3	158	8 51·6	157	8 44·8	156	8 39·0	155	8 34·1	155	8 30·2	154	8 27·2	153
27·0	9 15·1	157	9 07·3	156	9 00·4	156	8 54·5	156	8 49·6	155	8 45·6	154	8 42·5	153
28·0	9 30·8	156	9 22·9	156	9 16·0	155	9 10·1	154	9 05·1	154	9 01·0	153	8 57·8	151
29·0	9 46·4	156	9 38·5	155	9 31·5	155	9 25·5	155	9 20·5	154	9 16·3	153	9 12·9	151
30·0	10 02·0		9 54·0		9 47·0		9 41·0		9 35·9		9 31·6		9 28·0	

Δ	深度 $h=$													
	地面		0·00		0·01		0·02		0·03		0·04		0·05	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
30	11 10·2	158	11 02·2	157	10 51·1	157	10 40·4	157	10 30·1	157	10 20·2	156	10 10·9	156
31	11 26·0	156	11 17·9	157	11 06·8	157	10 56·1	156	10 45·8	155	10 35·8	155	10 26·5	155
32	11 41·6	156	11 33·6	156	11 22·5	155	11 11·7	156	11 01·3	155	10 51·3	155	10 42·0	154
33	11 57·2	155	11 49·2	155	11 38·0	155	11 27·3	154	11 16·8	155	11 06·8	154	10 57·4	153
34	12 12·7	155	12 04·7	155	11 53·5	154	11 42·7	154	11 32·3	153	11 22·2	153	11 12·7	153
35	12 28·2	155	12 20·2	154	12 08·9	154	11 58·1	153	11 47·6	153	11 37·5	152	11 28·0	152
36	12 43·7	153	12 35·6	154	12 24·3	152	12 13·4	152	12 02·9	152	11 52·7	152	11 43·2	150
37	12 59·0	153	12 51·0	152	12 39·5	152	12 28·6	152	12 18·1	150	12 07·9	150	11 58·2	150
38	13 14·3	151	13 06 2	152	12 54·7	151	12 43 8	150	12 33·1	150	12 22·9	150	12 13·2	148
39	13 29·4	151	13 21·4	150	13 09·8	150	12 58·8	149	12 48·1	149	12 37·9	148	12 28·0	148
40	13 44·5	149	13 36·4	149	13 24·8	148	13 13·7	148	13 03·0	147	12 52·7	147	12 42·8	146
41	13 59·4	148	13 51·3	148	13 39·6	148	13 28·5	146	13 17·7	146	13 07·4	145	12 57 4	145
42	14 14·2	147	14 06·1	146	13 54·4	146	13 43·1	146	13 32·3	145	13 21·9	145	13 11·9	144
43	14 28 9	145	14 20·7	146	14 09·0	145	13 57·7	145	13 46·8	144	13 36·4	144	13 26 3	143
44	14 43·4	145	14 35·3	144	14 23·5	144	14 12·2	143	14 01·2	143	13 50·8	142	13 40·6	142
45	14 57·9	143	14 49·7	143	14 37·9	143	14 26·5	142	14 15·5	142	14 05·0	142	13 54·8	141
46	15 12·2	143	15 04·0	142	14 52·2	142	14 40·7	142	14 29·7	141	14 19·2	140	14 08·9	140
47	15 26·5	141	15 18·2	142	15 06·4	140	14 54·9	140	14 43·8	141	14 33·2	140	14 22·9	140
48	15 40·6	141	15 32·4	140	15 20·4	140	15 08 9	140	14 57·9	139	14 47·2	138	14 36·9	138
49	15 54·7	139	15 46·4	139	15 34·4	139	15 22·9	138	15 11·8	138	15 01·0	138	14 50·7	137
50	16 08·6	138	16 00·3	138	15 48·3	138	15 36·7	138	15 25·6	137	15 14·8	137	15 04·4	136
51	16 22·4	138	16 14·1	138	16 02·1	137	15 50·5	136	15 39 3	136	15 28·5	135	15 18·0	135
52	16 36 2	136	16 27 9	136	16 15 8	136	16 04·1	136	15 52·9	135	15 42·0	135	15 31·5	135
53	16 49 8	136	16 41·5	136	16 29·4	135	16 17·7	134	16 06·4	134	15 55·5	133	15 45·0	133
54	17 03·4	134	16 55·1	134	16 42·9	134	16 31·1	134	16 19·8	133	16 08·8	133	15 58·3	132
55	17 16·8	134	17 08·5	134	16 56·3	133	16 44·5	133	16 33 1	132	16 22·1	132	16 11·5	131
56	17 30·2	132	17 21·9	132	17 09·6	132	16 57·8	131	16 46 3	132	16 35·3	131	16 24·6	131
57	17 43·4	132	17 35·1	131	17 22·8	131	17 10·9	131	16 59 5	130	16 48·4	130	16 37 7	129
58	17 56·6	131	17 48·2	131	17 35·9	130	17 24·0	130	17 12·5	130	17 01·4	129	16 50·6	129
59	18 09·7	129	18 01·3	129	17 48 9	129	17 37·0	128	17 25·5	128	17 14·3	128	17 03·5	127
60	18 22 6	128	18 14·2	128	18 01·8	128	17 49·8	127	17 38·3	127	17 27·1	126	17 16 2	126
61	18 35·4	127	18 27·0	127	18 14·6	126	18 02·5	126	17 51·0	125	17 39·7	125	17 28·8	125
62	18 48·1	126	18 39·7	125	18 27·2	126	18 15·1	125	18 03·5	125	17 52·2	124	17 41·3	123
63	19 00·7	125	18 52 2	125	18 39·8	124	18 27·6	124	18 16·0	123	18 04·6	123	17 53·6	123
64	19 13·2	123	19 04 7	123	18 52 2	123	18 40 0	123	18 28·3	122	18 16·9	122	18 05·9	121
65	19 25·5	123	19 17·0	122	19 04·5	122	18 52·3	122	18 40·5	121	18 29·1	121	18 18 0	121
66	19 37·8	121	19 29·2	121	19 16·7	121	19 04·5	120	18 52·6	121	18 41·2	120	18 30 1	119
67	19 49·9	120	19 41·3	120	19 28·8	120	19 16·5	119	19 04·7	119	18 53·2	118	18 42·0	118
68	20 01·9	119	19 53·3	119	19 40·8	119	19 28·4	118	19 16·6	117	19 05·0	118	18 53·8	117
69	20 13·8	118	20 05·2	118	19 52·7	117	19 40·2	117	19 28·3	117	19 16·8	116	19 05·5	116
70	20 25·6		20 17·0		20 04·4		19 51·9		19 40·0		19 28·4		19 17 1	

S 波走时表

Δ	深度 h=													
	0·06		0·07		0·08		0·09		0·10		0·11		0·12	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
30	10 02·0	155	9 54·0	155	9 47·0	155	9 41·0	154	9 35·9	152	9 31·6	151	9 28·0	150
31	10 17·5	155	10 09·5	154	10 02·5	153	9 56·4	152	9 51·1	152	9 46·7	150	9 43·0	149
32	10 33·0	154	10 24·9	154	10 17·8	154	10 11·6	152	10 06·3	151	10 01·7	150	9 57·9	148
33	10 48·4	153	10 40·3	153	10 33·2	152	10 26·8	151	10 21·4	149	10 16·7	148	10 12·7	147
34	11 03·7	152	10 55·6	152	10 48·4	151	10 41·9	150	10 36·3	149	10 31·5	147	10 27·4	146
35	11 18·9	151	11 10·8	150	11 03·5	149	10 56·9	149	10 51·2	147	10 46·2	146	10 42·0	145
36	11 34·0	150	11 25·8	150	11 18·4	149	11 11·8	147	11 05·9	147	11 00·8	146	10 56·5	144
37	11 49·0	149	11 40·8	148	11 33·3	147	11 26·5	146	11 20·6	145	11 15·4	144	11 10·9	143
38	12 03·9	148	11 55·6	147	11 48·0	146	11 41·1	146	11 35·1	145	11 29·8	144	11 25·2	142
39	12 18·7	147	12 10·3	146	12 02·6	145	11 55·7	144	11 49·6	143	11 44·2	142	11 39·4	141
40	12 33·4	146	12 24·9	145	12 17·1	144	12 10·1	143	12 03·9	142	11 58·4	141	11 53·5	141
41	12 48·0	144	12 39·4	143	12 31·5	143	12 24·4	142	12 18·1	142	12 12·5	141	12 07·6	139
42	13 02·4	143	12 53·7	143	12 45·8	142	12 38·6	141	12 32·3	140	12 26·6	140	12 21·5	139
43	13 16·7	143	13 08·0	141	13 00·0	141	12 52·7	141	12 46·3	139	12 40·6	138	12 35·4	138
44	13 31·0	141	13 22·1	141	13 14·1	140	13 06·8	139	13 00·2	139	12 54·4	138	12 49·2	137
45	13 45·1	140	13 36·2	140	13 28·1	139	13 20·7	139	13 14·1	138	13 08·2	137	13 02·9	136
46	13 59·1	140	13 50·2	139	13 42·0	139	13 34·6	138	13 27·9	137	13 21·9	136	13 16·5	135
47	14 13·1	138	14 04·1	138	13 55·9	137	13 48·4	137	13 41·6	136	13 35·5	135	13 30·0	134
48	14 26·9	137	14 17·9	137	14 09·6	136	14 02·1	136	13 55·2	136	13 49·0	135	13 43·4	134
49	14 40·6	137	14 31·6	136	14 23·2	136	14 15·7	135	14 08·8	134	14 02·5	133	13 56·8	132
50	14 54·3	136	14 45·2	135	14 36·8	135	14 29·2	134	14 22·2	133	14 15·8	132	14 10·0	132
51	15 07·9	135	14 58·7	135	14 50·3	134	14 42·6	133	14 35·5	132	14 29·0	132	14 23·2	130
52	15 21·4	134	15 12·2	133	15 03·7	132	14 55·9	132	14 48·7	132	14 42·2	130	14 36·2	130
53	15 34·8	133	15 25·5	133	15 16·9	132	15 09·1	131	15 01·9	130	14 55·2	130	14 49·2	128
54	15 48·1	132	15 38·8	131	15 30·1	131	15 22·2	130	15 14·9	129	15 08·2	128	15 02·0	128
55	16 01·3	131	15 51·9	130	15 43·2	130	15 35·2	129	15 27·8	128	15 21·0	127	15 14·8	126
56	16 14·4	130	16 04·9	130	15 56·2	128	15 48·1	128	15 40·6	128	15 33·7	127	15 27·4	126
57	16 27·4	129	16 17·9	128	16 09·0	128	16 00·9	127	15 53·4	126	15 46·4	125	15 40·0	124
58	16 40·3	127	16 30·7	127	16 21·8	127	16 13·6	126	16 06·0	126	15 58·9	125	15 52·4	123
59	16 53·0	127	16 43·4	126	16 34·5	125	16 26·2	125	16 18·6	124	16 11·4	123	16 04·7	122
60	17 05·7	125	16 56·0	125	16 47·0	124	16 38·7	124	16 31·0	123	16 23·7	122	16 16·9	121
61	17 18·2	125	17 08·5	124	16 59·4	123	16 51·1	122	16 43·3	122	16 35·9	121	16 29·0	121
62	17 30·7	123	17 20·9	122	17 11·7	122	17 03·3	122	16 55·5	120	16 48·0	120	16 41·1	119
63	17 43·0	122	17 33·1	122	17 23·9	121	17 15·5	120	17 07·5	120	17 00·0	119	16 53·0	118
64	17 55·2	121	17 45·3	120	17 36·0	120	17 27·5	119	17 19·5	118	17 11·9	118	17 04·8	117
65	18 07·3	120	17 57·3	119	17 48·0	119	17 39·4	118	17 31·3	117	17 23·7	116	17 16·5	116
66	18 19·3	119	18 09·2	119	17 59·9	117	17 51·2	117	17 43·0	116	17 35·3	116	17 28·1	114
67	18 31·2	117	18 21·1	117	18 11·6	117	18 02·9	115	17 54·6	115	17 46·9	114	17 39·5	114
68	18 42·9	117	18 32·8	115	18 23·3	115	18 14·4	115	18 06·1	114	17 58·3	113	17 50·9	112
69	18 54·6	115	18 44·3	115	18 34·8	114	18 25·9	113	18 17·5	113	18 09·6	112	18 02·1	111
70	19 06·1		18 55·8		18 46·2		18 37·2		18 28·8		18 20·8		18 13·2	

S 波走时表

Δ	深度 h =													
	地面		0·00		0·01		0·02		0·03		0·04		0·05	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
70	20 25·6	117	20 17·0	116	20 04·4	115	19 51·9	115	19 40·0	115	19 28·4	115	19 17 1	114
71	20 37·3	115	20 28·6	116	20 15·9	115	20 03·4	114	19 51·5	114	19 39·9	113	19 28 5	113
72	20 48·8	114	20 40·2	114	20 27·4	113	20 14·8	113	20 02·9	112	19 51·2	112	19 39 8	112
73	21 00·2	112	20 51·6	112	20 38·7	111	20 26 1	112	20 14·1	111	20 02·4	110	19 51·0	110
74	21 11·4	112	21 02·8	112	20 49·8	111	20 37·3	110	20 25·2	110	20 13·4	110	20 02 0	109
75	21 22·6	110	21 14·0	110	21 00·9	110	20 48·3	110	20 36·2	109	20 24·4	109	20 12·9	108
76	21 33 6	109	21 25·0	109	21 11·9	109	20 59·3	108	20 47·1	108	20 35·3	107	20 23·7	107
77	21 44·5	108	21 35·9	108	21 22·8	107	21 10·1	107	20 57·9	106	20 46·0	106	20 34·4	106
78	21 55·3	107	21 46·7	106	21 33·5	107	21 20·8	106	21 08·5	106	20 56 6	105	20 45·0	105
79	22 06·0	105	21 57·3	105	21 44·2	105	21 31·4	105	21 19·1	104	21 07·1	104	20 55 5	103
80	22 16·5	104	22 07·8	104	21 54·7	104	21 41·9	103	21 29·5	103	21 17·5	102	21 05 8	102
81	22 26·9	103	22 18·2	103	22 05·1	102	21 52·2	102	21 39·8	101	21 27·7	101	21 16·0	100
82	22 37·2	102	22 28·5	101	22 15·3	101	22 02·4	101	21 49·9	101	21 37·8	100	21 26·0	100
83	22 47·4	100	22 38·6	100	22 25·4	100	22 12·5	99	22 00·0	99	21 47·8	98	21 36·0	97
84	22 57·4	99	22 48·6	99	22 35 4	98	22 22·4	98	22 09·9	97	21 57·6	97	21 45·7	97
85	23 07·3	97	22 58·5	97	22 45·2	97	22 32·2	96	22 19·6	96	22 07·3	95	21 55·4	95
86	23 17·0	96	23 08·2	96	22 54·9	95	22 41·8	95	22 29·2	94	22 16·8	95	22 04·9	94
87	23 26·6	94	23 17·8	94	23 04·4	94	22 51·3	94	22 38 6	94	22 26·3	92	22 14·3	92
88	23 36·0	93	23 27·2	93	23 13·8	93	23 00·7	92	22 48·0	91	22 35·5	92	22 23·5	91
89	23 45·3	92	23 36·5	92	23 23·1	91	23 09·9	91	22 57·1	91	22 44·7	90	22 32·6	90
90	23 54·5	89	23 45·7	89	23 32·2	89	23 19·0	89	23 06·2	89	22 53·7	88	22 41·6	88
91	24 03·4	89	23 54·6	88	23 41·1	88	23 27·9	88	23 15·1	88	23 02·5	88	22 50·4	87
92	24 12·3	87	24 03 4	88	23 49·9	87	23 36·7	87	23 23·8	87	23 11·3	86	22 59 1	87
93	24 21·0	87	24 12·2	86	23 58·6	86	23 45·4	86	23 32·5	86	23 19·9	86	23 07·8	85
94	24 29·7	85	24 20·8	85	24 07·2	85	23 54·0	85	23 41·1	85	23 28·5	85	23 16·3	85
95	24 38·2	85	24 29·3	85	24 15·7	85	24 02·5	85	23 49 6	85	23 37·0	85	23 24·8	85
96	24 46·7	85	24 37·8	85	24 24·2	85	24 11·0	85	23 58·1	85	23 45·5	84	23 33·3	84
97	24 55·2	84	24 46·3	84	24 32·7	84	24 19·5	84	24 06·6	84	23 53·9	85	23 41·7	85
98	25 03·6	84	24 54·7	84	24 41·1	84	24 27·9	83	24 15·0	83	24 02·4	83	23 50·2	83
99	25 12·0	84	25 03·1	84	24 49 5	84	24 36·2	84	24 23·3	84	24 10·7	84	23 58·5	84
100	25 20·4	84	25 11·5	84	24 57·9	84	24 44·6	84	24 31·7	84	24 19·1	83	24 06·9	84
101	25 28·8	83	25 19·9	83	25 06·3	83	24 53 0	83	24 40·1	83	24 27·4	84	24 15·3	83
102	25 37·1	84	25 28·2	84	25 14·6	84	25 01·3	84	24 48·4	84	24 35·8	83	24 23·6	83
103	25 45·5	83	25 36·6	83	25 23·0	83	25 09·7	83	24 56·8	83	24 44·1	83	24 31·9	83
104	25 53·8	83	25 44 9	83	25 31·3	83	25 18·0	83	25 05·1	82	24 52 4	83	24 40·2	83
105	26 02·1	83	25 53·2	83	25 39 6	82	25 26·3	83	25 13·3	84	25 00·7	83	24 48·5	
106	26 10·4	83	26 01·5	83	25 47 8	84	25 34·6		25 21·7		25 09·0			
107	26 18·7		26 09·8		25 56 2									

Δ	深度 $h=$ 0·06		0·07		0·08		0·09		0·10		0·11		0·12	
°	m s		m s		m s		m s		m s		m s		m s	
70	19 06·1	114	18 55·8	113	18 46·2	113	18 37·2	112	18 28·8	112	18 20·8	111	18 13·2	110
71	19 17·5	112	19 07·1	112	18 57·5	111	18 48·4	111	18 40·0	111	18 31·9	110	18 24·2	109
72	19 28·7	111	19 18·3	111	19 08·6	110	18 59·5	110	18 51·1	109	18 42·9	108	18 35·1	108
73	19 39·8	110	19 29·4	110	19 19·6	109	19 10·5	109	19 02·0	109	18 53·7	108	18 45·9	106
74	19 50·8	109	19 40·4	108	19 30·5	108	19 21·4	108	19 12·9	107	19 04·5	106	18 56·5	106
75	20 01·7	108	19 51·2	107	19 41·3	107	19 32·2	107	19 23·6	106	19 15·1	105	19 07·1	105
76	20 12·5	106	20 01·9	107	19 52·0	106	19 42·9	105	19 34·2	104	19 25·6	105	19 17·6	103
77	20 23·1	106	20 12·6	105	20 02·6	104	19 53·4	104	19 44·6	103	19 36·1	103	19 27·9	103
78	20 33·7	104	20 23·1	103	20 13·0	104	20 03·8	103	19 54·9	102	19 46·4	102	19 38·2	101
79	20 44·1	103	20 33·4	103	20 23·4	102	20 14·1	101	20 05·1	101	19 56·6	100	19 48·3	100
80	20 54·4	102	20 43·7	101	20 33·6	101	20 24·2	100	20 15·2	99	20 06·6	99	19 58·3	98
81	21 04·6	100	20 53·8	100	20 43·7	99	20 34·2	98	20 25·1	99	20 16·5	97	20 08·1	98
82	21 14·6	100	21 03·8	99	20 53·6	98	20 44·0	98	20 35·0	96	20 26·2	97	20 17·9	95
83	21 24·6	98	21 13·7	97	21 03·4	97	20 53·8	95	20 44·6	96	20 35·9	94	20 27·4	95
84	21 34·4	96	21 23·4	96	21 13·1	95	21 03·3	95	20 54·2	94	20 45·3	94	20 36·9	93
85	21 44·0	95	21 33·0	94	21 22·6	94	21 12·8	93	21 03·6	92	20 54·7	92	20 46·2	91
86	21 53·5	93	21 42·4	93	21 32·0	92	21 22·1	92	21 12·8	91	21 03·9	91	20 55·3	91
87	22 02·8	92	21 51·7	92	21 41·2	91	21 31·3	91	21 21·9	90	21 13·0	89	21 04·4	89
88	22 12·0	91	22 00·9	90	21 50·3	90	21 40·4	89	21 30·9	89	21 21·9	89	21 13·3	88
89	22 21·1	89	22 09·9	89	21 59·3	89	21 49·3	89	21 39·8	88	21 30·8	87	21 22·1	87
90	22 30·0	88	22 18·8	88	22 08·2	87	21 58·2	87	21 48·6	87	21 39·5	86	21 30·8	86
91	22 38·8	87	22 27·6	86	22 16·9	87	22 06·9	86	21 57·3	86	21 48·1	86	21 39·4	85
92	22 47·5	86	22 36·2	86	22 25·6	86	22 15·5	86	22 05·9	85	21 56·7	85	21 47·9	85
93	22 56·1	85	22 44·8	85	22 34·2	85	22 24·1	85	22 14·4	85	22 05·2	84	21 56·4	84
94	23 04·6	85	22 53·3	85	22 42·7	84	22 32·6	84	22 22·9	84	22 13·6	84	22 04·8	84
95	23 13·1	85	23 01·8	85	22 51·1	84	22 41·0	84	22 31·3	84	22 22·0	84	22 13·2	84
96	23 21·6	84	23 10·3	84	22 59·5	84	22 49·4	84	22 39·7	84	22 30·4	83	22 21·6	83
97	23 30·0	84	23 18·7	84	23 07·9	84	22 57·8	83	22 48·1	83	22 38·7	84	22 29·9	84
98	23 38·4	84	23 27·1	84	23 16·3	84	23 06·1	84	22 56·4	84	22 47·1	84	22 38·3	84
99	23 46·8	83	23 35·5	84	23 24·7	83	23 14·5	84	23 04·8	84	22 55·5	84	22 46·7	84
100	23 55·1	83	23 43·9	83	23 33·0	84	23 22·9	83	23 13·2	83	23 03·9	83	22 55·1	83
101	24 03·4	84	23 52·2	83	23 41·4	83	23 31·2	83	23 21·5	83	23 12·2	83	23 03·4	83
102	24 11·8	83	24 00·5	83	23 49·7	83	23 39·5	83	23 29·8	83	23 20·5	83	23 11·7	83
103	24 20·1	83	24 08·8	83	23 58·0	83	23 47·8	83	23 38·1	83	23 28·8		23 20·0	
104	24 28·4	83	24 17·1	83	24 06·3	83	23 56·1		23 46·4					
105	24 36·7		24 25·4		24 14·6									

表面震源

PKP波走时表

Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s
180A	22	10.6	151	20	4.4	123	18	58.5	152	19	50.4
179		6.2	150		0.2	124	19	0.5	153		51.8
178		1.8	149	19	56.1	125		2.4	154		53.2
177	21	57.4	148		52.0	126		4.3	155		54.5
176		52.9	147		48.1	127		6.2	156		55.8
175		48.5	146		44.2	128		8.2	157		57.2
174		44.1	145		40.4	129		10.1	158		58.5
173		39.6	144		36.8	130		12.0	159		59.7
172		35.2	143B		33.5	131		13.9	160	20	0.8
171		30.8				132		15.8	161		1.8
170		26.3	143B		33.5	133		17.7	162		2.8
169		21.9	144		36.5	134		19.5	163		3.8
168		17.5	145		39.3	135		21.4	164		4.8
167		13.1	146		41.8	136		23.2	165		5.8
166		8.8	147C		44.1	137		25.0	166		6.7
165		4.4				138		26.9	167		7.4
164		0.1	110D	18	33.2	139		28.7	168		8.0
163	20	55.7	111		35.2	140		30.5	169		8.6
162		51.4	112		37.1	141		32.3	170		9.2
161		47.0	113		39.1	142		34.0	171		9.8
160		42.7	114		41.1	143		35.7	172		10.4
159		38.4	115		43.0	144		37.4	173		10.9
158		34.1	116		45.0	145E		39.2	174		11.2
157		29.8	117		46.9	146		40.9	175		11.5
156		25.5	118		48.8	147		42.6	176		11.8
155		21.2	119		50.8	148		44.2	177		12.0
154		17.0	120		52.7	149		45.8	178		12.1
153		12.8	121		54.7	150		47.4	179		12.1
152		8.6	122		56.6	151		48.9	180F		12.2

PKS波走时表

Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s
148A	23	55.0	104D	21	57.0	130	22	47.0	156	23	28.6
145		41.8	105		59.0	131		48.9	157		29.7
142		28.4	106	22	0.9	132		50.7	158		30.8
141		23.9	107		2.9	133		52.6	159		31.8
140		19.5	108		4.8	134		54.4	160		32.8
139		15.0	109		6.8	135		56.3	161		33.8
138		10.6	110		8.7	136		58.1	162		34.8
137		6.2	111		10.7	137		59.8	163		35.8
136		1.9	112		12.6	138	23	1.6	164		36.6
135	22	57.6	113		14.6	139E		3.3	165		37.3
134		53.2	114		16.5	140		5.0	166		37.9
133		48.9	115		18.4	141		6.7	167		38.6
132		44.6	116		20.4	142		8.3	168		39.2
131		40.4	117		22.3	143		10.0	169		39.8
130B		36.2	118		24.3	144		11.7	170		40.4
130B		36.2	119		26.2	145		13.3	171		41.0
131		39.9	120		28.1	146		14.9	172		41.4
132		43.4	121		30.1	147		16.4	173		41.7
133		46.6	122		32.0	148		17.9	174		42.0
134		49.7	123		34.0	149		19.3	175		42.3
135		52.7	124		35.9	150		20.8	176		42.5
136		55.6	125		37.7	151		22.2	177		42.7
137		58.3	126		39.6	152		23.5	178		42.8
138	23	0.9	127		41.5	153		24.8	179		42.9
139		3.4	128		43.4	154		26.1	180F		42.9
140C		5.7	129		45.2	155		27.4			

SKS波走时表

Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s
62A	20	13.7	101	24	31.9	104	25	32.7	143	26	43.9
63		21.2	102		36.7	105		34.6	144		45.4
64		28.7	103		41.4	106		36.6	145		46.9
65		36.2	104		46.0	107		38.5	146		48.3
66		43.7	105		50.5	108		40.5	147		49.7
67		51.1	106		55.0	109		42.4	148		51.1
68		58.6	107		59.4	110		44.3	149		52.5
69	21	6.0	108	25	3.7	111		46.3	150		53.8
70		13.4	109		8.0	112		48.2	151		55.1
71		20.8	110		12.2	113		50.2	152		56.3
72		28.2	111		16.3	114		52.1	153		57.5
73		35.5	112		20.3	115		54.0	154		58.6
74		42.9	113		24.3	116		56.0	155		59.7
75		50.2	114		28.2	117		57.9	156	27	0.7
76		57.5	115		32.0	118		59.9	157		1.7
77	22	4.8	116		35.7	119	26	1.8	158		2.7
78		12.0	117		39.4	120		3.6	159		3.7
79		19.1	118		43.0	121		5.5	160		4.7
80		26.3	119		46.5	122		7.3	161		5.6
81		33.4	120		50.0	123		9.2	162		6.4
82		40.4	121		53.3	124		11.1	163		7.1
83		47.3	122		56.6	125		13.0	164		7.8
84		54.1	123		59.8	126		14.8	165		8.5
85	23	0.8	124	26	2.9	127		16.7	166		9.2
86		7.5	125		5.9	128		18.5	167		9.8
87		14.1	126		8.9	129		20.3	168		10.4
88		20.5	127		11.8	130		22.1	169		11.0
89		26.7	128		14.6	131		23.9	170		11.5
90		32.8	129		17.3	132		25.7	171		11.9
91		38.7	130		19.9	133E		27.4	172		12.3
92		44.4	131		22.4	134		29.1	173		12.6
93		50.1	132		24.9	135		30.8	174		12.9
94		55.6	133C		27.3	136		32.5	175		13.1
95	24	1.1				137		34.2	176		13.3
96		6.5	99D	25	22.9	138		35.9	177		13.4
97		11.8	100		24.9	139		37.5	178		13.4
98		17.0	101		26.8	140		39.1	179		13.5
99		22.1	102		28.8	141		40.8	180F		13.5
100		27.0	103		30.7	142		42.4			

SKKS波走时表

Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s
85A	23	5	125	27	47	165	31	38	205	34	35
86		12	126		54	166		43	206		39
87		20	127	28	0	167		48	207		43
88		27	128		7	168		53	208		47
89		34	129		13	169		58	209		50
90		42	130		20	170	32	3	210		54
91		49	131		26	171		8	211		58
92		56	132		32	172		13	212	35	2
93	24	4	133		38	173		18	213		5
94		11	134		45	174		22	214		9
95		18	135		51	175		27	215		12
96		25	136		57	176		32	216		16
97		33	137	29	3	177		36	217		19
98		40	138		9	178		41	218		23
99		47	139		15	179		46	219		26
100		54	140		21	180		50	220		30
101	25	1	141		27	181		55	221		33
102		9	142		33	182		59	222		36
103		16	143		39	183	33	4	223		40
104		23	144		44	184		8	224		43
105		30	145		50	185		13	225		46
106		37	146		56	186		17	226		49
107		44	147	30	2	187		22	227		52
108		51	148		7	188		26	228		56
109		58	149		13	189		30	229		59
110	26	5	150		18	190		34	230	36	2
111		12	151		24	191		39	231		5
112		19	152		29	192		43	232		8
113		26	153		35	193		47	233		11
114		33	154		40	194		51	234		14
115		40	155		46	195		56	235		17
116		47	156		51	196	34	0	236		20
117		54	157		57	197		4	237		23
118	27	0	158	31	2	198		8	238		26
119		7	159		7	199		12	239		28
120		14	160		12	200		16	240		31
121		20	161		18	201		20	241		34
122		27	162		23	202		24	242		36
123		34	163		28	203		28	243C		39
124		41	164		33	204		32			

SKKS(DF)波走时表

Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s
187	34	59	230	36	23	275	37	42	320	38	36
190	35	5	235		32	280		49	325		39
195		15	240		41	285		57	330		43
200		25	245		50	290	38	4	335		45
205		34	250	37	0	295		10	340		48
210		44	255		9	300		16	345		50
215		54	260		17	305		21	350		51
220	36	4	265		26	310		27	355		51
225		13	270		34	315		32	360		52

PKPPKS波走时表

Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s	Δ	m	s
276B	42	20	215D	40	32	265	42	8	315	43	28
277		23	220		42	270		18	320		34
278		26	225		52	275		27	325		39
279		29	230	41	2	280		36	330		43
280		32	235		11	285		44	335		47
281		35	240		21	290		52	340		50
282		38	245		31	295	43	1	345		52
283		40	250		40	300		8	350		54
284		43	255		50	305		15	355		55
285		45	260		59	310		22	360F		55

PKP波深度改正

Δ	·00	·01	·02	·03	·04	·05	·06	·07	·08	·09	·10	·11	·12
142	5·3	13·2	20·9	28·4	35·6	42·6	49·5	56·1	62·4	68·4	74·1	79·8	85·3
145	5·3	13·2	21·0	28·5	35·9	43·1	50·1	56·8	63·2	69·3	75·2	81·0	86·7
150	5·4	13·4	21·3	28·9	36·4	43·7	50·8	57·6	64·1	70·2	76·2	82·2	88·1
160	5·4	13·4	21·3	29·0	36·5	43·8	50·9	57·8	64·3	70·4	76·4	82·4	88·4
170	5·4	13·5	21·4	29·1	36·6	43·9	51·1	58·0	64·5	70·7	76·7	82·7	88·7
180	5·4	13·5	21·4	29·1	36·6	43·9	51·1	58·0	64·5	70·8	76·8	82·8	88·8

$PKP_2 = PKP$ (AB)

Δ	·00	·01	·02	·03	·04	·05	·06	·07	·08	·09	·10	·11	·12
160	5·3	12·9	20·4	27·7	34·8	41·7	48·3	54·8	60·8	66·3	71·5	76·6	81·7

SKS波深度改正

Δ	·00	·01	·02	·03	·04	·05	·06	·07	·08	·09	·10	·11	·12
70	9·0	22·7	36·1	49·3	62·2	74·7	86·7	98·1	109·1	119·6	129·7	139·4	148·6
80	9·0	22·8	36·3	49·6	62·5	75·0	87·1	98·7	109·9	120·5	130·7	140·5	150·0
85	9·0	22·9	36·5	49·8	62·7	75·3	87·5	99·1	110·3	121·0	131·3	141·2	150·7
90	9·1	23·0	36·7	50·1	63·2	75·9	88·1	99·9	111·3	122·0	132·6	142·6	152·2
95	9·1	23·1	36·8	50·4	63·6	76·4	88·8	100·7	112·1	123·0	133·7	143·9	153·7
100	9·1	23·1	37·0	50·5	63·8	76·7	89·3	101·2	112·6	123·7	134·5	144·9	154·8
105	9·1	23·2	37·1	50·7	64·0	77·0	89·6	101·6	113·1	124·2	135·0	145·4	155·4
110	9·1	23·3	37·2	50·9	64·2	77·2	89·8	101·9	113·5	124·7	135·5	145·9	156·0
115	9·2	23·4	37·4	51·1	64·5	77·5	90·1	102·2	113·9	125·2	136·0	146·5	156·6
120	9·2	23·5	37·5	51·2	64·6	77·6	90·3	102·5	114·2	125·5	136·4	146·9	157·1
125	9·2	23·5	37·5	51·2	64·6	77·7	90·5	102·7	114·4	125·7	136·6	147·2	157·5
130	9·2	23·5	37·6	51·3	64·7	77·9	90·7	102·9	114·7	126·0	136·9	147·5	157·8
135	9·2	23·5	37·6	51·4	64·9	78·1	90·9	103·1	115·0	126·3	137·2	147·9	158·3
140	9·2	23·5	37·6	51·4	65·0	78·2	91·0	103·3	115·2	126·5	137·5	148·2	158·6
145	9·2	23·5	37·6	51·4	65·0	78·2	91·0	103·3	115·3	126·6	137·6	148·3	158·7
150	9·2	23·5	37·6	51·5	65·1	78·2	91·1	103·4	115·3	126·6	137·6	148·3	158·8
180	9·2	23·6	37·7	51·6	65·2	78·3	91·2	103·6	115·5	126·8	137·8	148·5	159·0

PcP波深度改正

Δ \ h	.00	.01	.02	.03	.04	.05	.06	.07	.08	.09	.10	.11	.12
0	-5.4	-13.5	-21.4	-29.1	-36.6	-43.9	-51.1	-58.0	-64.5	-70.8	-76.8	-82.8	-88.8
10	-5.4	-13.4	-21.3	-29.0	-36.5	-43.8	-50.9	-57.8	-64.3	-70.5	-76.5	-82.5	-88.5
20	-5.4	-13.4	-21.2	-28.8	-36.2	-43.5	-50.6	-57.4	-63.8	-69.9	-75.8	-81.6	-87.4
30	-5.3	-13.3	+21.0	-28.6	-35.9	-43.0	-50.0	-56.7	-63.1	-69.1	-74.8	-80.5	-86.2
40	-5.3	-13.2	-20.9	-28.4	-35.6	-42.6	-49.5	-56.1	-62.4	-68.3	-73.9	-79.5	-84.9
50	-5.3	-13.1	-20.7	-28.1	-35.2	-42.2	-49.0	-55.5	-61.7	-67.4	-72.9	-78.2	-83.3
60	-5.3	-13.1	-20.6	-27.9	-35.0	-41.9	-48.6	-55.0	-61.1	-66.8	-72.3	-77.6	-82.8
70	-5.3	-13.0	-20.5	-27.7	-34.8	-41.6	-48.3	-54.7	-60.7	-66.3	-71.7	-77.0	-82.2
80	-5.3	-13.0	-20.5	-27.7	-34.8	-41.6	-48.3	-54.6	-60.5	-66.1	-71.5	-76.8	-81.9

ScS波深度改正

Δ \ h	.00	.01	.02	.03	.04	.05	.06	.07	.08	.09	.10	.11	.12
0	-9.2	-23.6	-37.7	-51.5	-65.1	-78.3	-91.2	-103.6	-115.5	-126.9	-137.9	-148.6	-159.0
10	-9.2	-23.5	-37.6	-51.4	-64.9	-78.1	-90.9	-103.2	-115.1	-126.4	-137.4	-148.1	-158.4
20	-9.2	-23.4	-37.4	-51.1	-64.5	-77.6	-90.3	-102.6	-114.3	-125.4	-136.2	-146.7	-156.9
30	-9.1	-23.3	-37.1	-50.7	-63.9	-76.8	-89.4	-101.2	-112.7	-123.7	-134.4	-144.7	-154.6
40	-9.1	-23.1	-36.8	-50.2	-63.3	-76.0	-88.3	-100.1	-111.4	-122.3	-132.7	-142.8	-152.4
50	-9.1	-23.0	-36.5	-49.7	-62.6	-75.1	-87.3	-99.0	-110.1	-120.7	-130.9	-140.7	-150.1
60	-9.0	-22.8	-36.3	-49.4	-62.2	-74.6	-86.7	-98.2	-109.1	-119.5	-129.5	-139.1	-148.3
70	-9.0	-22.6	-36.0	-49.1	-61.8	-74.1	-85.9	-97.4	-108.3	-118.6	-128.4	-137.8	-146.8
80	-9.0	-22.6	-35.9	-48.9	-61.5	-73.7	-85.5	-96.9	-107.7	-117.8	-127.5	-136.8	-145.7

近震表面震源走时表

Δ	P_g	P^*	P_n	S_g	S^*	S_n
0·0	0 0·0	0 (2·8)	0 (6·8)	0 0·0	0 (3·9)	0 (10·7)
0·2	4·0			6·6		
0·4	8·0	(9·6)		13·2		
0·6	12·0	13·1		19·8	21·7	
0·8	16·0	16·5	18·3	26·4	27·7	31·0
1·0	20·0	19·9	21·1	33·0	33·6	36·1
1·2	23·9	23·3	23·9	39·6	39·5	41·2
1·4	27·9	26·7	26·8	46·3	45·5	46·3
1·6	31·9	30·2	29·6	52·9	51·4	51·3
1·8	35·9	33·6	32·5	59·5	57·4	56·4
2·0	39·9	37·0	35·4	1 6·1	1 3·3	1 1·5
2·2	43·9	40·4	38·3	12·7	9·2	6·6
2·4	47·9	43·8	41·2	19·3	15·2	11·7
2·6	51·9	47·3	44·0	25·9	21·1	16·7
2·8	55·9	50·7	46·9	32·5	27·1	21·8
3·0	59·8	54·1	49·7	39·1	33·0	26·9
3·2	1 3·8	57·5	52·5	45·7	38·9	32·0
3·4	7·8	1 0·9	55·4	52·3	44·9	37·1
3·6	11·8	4·4	58·2	58·9	50·8	42·1
3·8	15·8	7·8	1 1·1	2 5·6	56·8	47·2
4·0	19·8	11·2	3·9	12·2	2 2·7	52·2
4·2	23·8	14·6	6·7	18·8	8·6	57·3
4·4	27·8	18·0	9·6	25·4	14·6	2 2·4
4·6	31·8	21·5	12·4	32·0	20·5	7·4
4·8	35·8	24·9	15·3	38·6	26·5	12·5
5·0	39·8	28·3	18·1	45·2	32·4	17·5
5·2	43·7	31·7	20·9	51·8	38·3	22·5
5·4	47·7	35·1	23·8	58·4	44·3	27·6
5·6	51·7	38·6	26·6	3 5·0	50·2	32·6
5·8	55·7	42·0	29·4	11·6	56·2	37·6
6·0	59·7	45·4	32·2	18·2	3 2·1	42·6
6·2	2 3·7	48·8	35·0	24·8	8·0	47·6
6·4	7·7	52·2	37·9	31·5	14·0	52·6
6·6	11·7	55·7	40·7	38·1	19·9	57·6
6·8	15·7	59·1	43·5	44·7	25·9	3 2·6
7·0	19·6	2 2·5	46·3	51·3	31·8	7·6
7·2	23·6	5·9	49·1	57·9	37·7	12·6
7·4	27·6	9·3	51·9	4 4·5	43·7	17·6
7·6	31·6	12·8	54·7	11·1	49·6	22·6
7·8	35·6	16·2	57·5	17·7	55·6	27·6
8·0	39·6	19·6	2 0·3	24·3	4 1·5	32·6
8·2				30·9	7·4	37·6
8·4				37·5	13·4	42·6
8·6				44·1	19·3	47·6
8·8				50·8	25·3	52·5
9·0				57·4	31·2	57·5
9·2				5 4·0	37·1	4 2·5
9·4				10·6	43·1	7·4
9·6				17·2	49·0	12·4
9·8				23·8	55·0	17·3
10·0				30·4	5 0·9	22·2

第六章 震源机制

第一节 概 述

震源机制的定义有广义和狭义之分。从广义来说，震源机制实际上就是研究地震的发动方式、地震发生后震源地方的能量再积累以及地震能量的转移等问题。狭义的震源机制只是分析地震的发动方式，并从而推断地震的直接成因。对于断层地震来说，狭义震源机制的内容（或称震源机制参数）包括震源地方断层的走向、倾向、倾角、错动方向、断层传播的方向和传播速度、断层面的长度、宽度、错动幅度和产生这种幅度所需的时间以及应力降等。本章主要是介绍狭义震源机制。

研究震源机制，是由多种途径进行的。但是最主要的是应用地震波的动力学特征的方法。这种方法须用资料比较丰富，比之于其它方法也比较严格，并且用者比较广。故本章着重谈这种方法，其他方法仅在后面做一般介绍。

十九世纪后叶，有人开始注意地震记录的初动方向。当时发现，任何一个地震台，从一些地区来的地震波，其纵波初动方向指向震中，而由另一些地区来的地震波，其初动方向则背离震中。这个现象使人想到，这种差别可能与震源地方的力的作用特点有关。

到廿世纪初，世界上地震台比较多了，人们又进一步发现了 P 波初动方向的规律性。即对于大多数地震，尽管其 P 波初动方向的垂直分量有的向上、有的向下，但其分布情况都呈现四象限的分布图象。这就是说，与地震起源于断层错动学说，即李德的弹性回跳学说是符合的。联系到一些大地震的地表破坏现象，便推测，地震是地下应力积累到一定程度，岩石断裂错动所造成。从而把地

震和断层运动联系起来，并且开始提出了各种力学模型来模拟震源过程。

开始提出的震源的力学模型仅是个定性的、描述性的（如李德的弹性回跳学说）。后来，才有了比较严格的力学表示，即单力偶、双力偶等模型，由此才可以进一步从理论上研究地震波的位移场。单力偶模型和双力偶模型都是依据一定的实际观测资料而提出的，这两种模型一直争论到六十年代。随着观测资料的逐渐丰富和研究工作的深入，人们逐渐倾向于双力偶，也有人提出了修正的双力偶。

单力偶、双力偶都是把震源简化为一个点，而讨论这个点上力的作用情况，故这种模型称为点源。用点源来描述地震时复杂的震源过程是过于简化了，它只能利用 P 波（有时也用 S 波）初动这一有限的资料，并且还无法得到震源机制的单一解，于是，在六十年代，又提出了非点源模型，其中比较重要的是有限移动源模型和运动位错模型。这两种模型用力学语言描述了断裂过程，它除断层面产状外，还能进一步求出断裂长度、断裂速度及应力降等震源参数，故它比点源模型更接近于实际情况。目前，各国的地震工作者正进一步地进行研究工作。

应用非点源模型来求解震源机制，应用的数学工具比较复杂，手续也较复杂，对资料要求也比较苛刻，故本章不拟详细介绍。

目前的主要问题是由地震波初动方向所求出的主应力方向是否能代表地震前的主应力或区域应力方向。对此意见比较分歧，有人认为可以直接代表；有人认为不能，但若经过一次换算则可代表；而另有人则认为即使换算后也不能代表，因为地壳介质是不均匀的，其中存在着许多软弱面，不管区域应力方向与这些软弱面之间所夹的是多大角度，都要沿软弱面错动而发生地震，而用地震波初动方向只能求得断层面，但不能得出与它夹任意角度的作用力的方向，最多只能求得一个角度范围。

其他研究震源机制的方法，主要有以下几种：

1. 由地震时在地面上产生的断裂和错动资料研究震源机制

有些浅源强震，震源地方的断层错动会通至地表形成大断裂带或是在地表引起了一些与震源断层有联系的形变带或裂缝带。根据这些地面痕迹，可以了解震源地方的断层走向和错动方向以及错动幅度的大小。关于震级与断层长度、错动幅度之间的关系我们在本章最后一部分中有专门的介绍。

一般来说由地震断裂是无法判断断层传播速度的。不过1935年4月21日我国台湾新竹发生大地震时，有两个人在不同的断裂段上看到了这样的现象，即房屋被摇倒后地面上的大断层才出现，这说明断层的传播速度比地震纵波或横波为慢。关于这一点后来不仅为许多实验所证实，而且也为理论所确定。在现代的震源机制理论中也是按这个前提来讨论各种问题的。

2. 根据等震线资料来研究震源机制

大地震的最内等震线主要决定于震源错动直接引起地表的破坏和地震波引起的破坏的共同作用。由于这两者都与震源有关，所以等震线的形状及其递降程度也可用来推求震源的机制。一般来说，最内等震线的长轴方向基本上就是震源地方断层的走向。如果以最内等震线的长轴为准来观察两侧等震线递降的疏密情况，则疏的一侧为断层面的倾斜方向。例如1556年我国关中大地震，其最内等震线的长轴为近东西向，其北侧等震线很疏，而南侧很密，这固然与地质构造和介质情况有一定关系，但也有断层面向北倾斜这一因素的影响。

对于浅源强震，由等震线的递降情况还可以求得断层面插入地下的深度。实际上，由于地面土质条件和构造条件的影响，所以等震线有时会受到歪曲。但在一般情况下还不致于完全失去其原形，所以用等震线来研究震源机制还是有其实际意义的。例如1966年3月8日河北邢台大地震的最内等震线的长轴是北北东

向，1970年1月5日云南通海大地震的最内等震线长轴是北西西方向，这与用地震波求得的震源地方的断层走向是基本吻合的。

3. 用大地测量资料研究震源机制

若大地震发生前后都有大地测量资料，就可通过对比地面上各点在地震时的位移情况，推断震源断层的走向、倾斜方向、错动幅度、错动方向和断层长度等。一般来说，距断层面越近，错动幅度越大。在用大地测量资料研究震源机制时，一般是用位错理论按不同的震源机制参数先计算出一系列地面位移的理论量板，然后用实测的大地测量资料与理论量板作对比；如符合某一种参数的量板，则认为该地震的震源机制就具有这种参数。参数有：震源断层的长度、宽度、埋藏深度，断层面的走向和倾向，错动方向和错动幅度等。

在我国用大地测量资料研究震源机制的例子有1935年4月21日的台湾新竹大地震和1966年3月的邢台大地震。根据大地测量结果所求得的震源机制与由地震波求得的是吻合的。

4. 用剩余形变的观测来研究震源机制

大地震发生时，地面上会出现不可恢复的形变（称剩余形变），这种形变是震源地方断层错动所引起的。所以如果在地面上用伸缩仪或超长周期的地震仪记到了这种剩余形变（有时称形变阶梯），则也可推测震源机制。其法也是用位错理论按不同的震源机制参数计算出一系列的理论量板，然后用实测的剩余形变场与这些量板对比，如符合某一种参数的量板则认为震源机制就具有这些参数。

5. 利用前震和余震的观测资料来研究震测机制

一般大地震发生后都会伴随着一系列余震，这些余震的分布往往是呈带状的，其长轴方向大致就是主震的断层走向。如1966年邢台大地震后的余震分布是呈北北东走向的带状分布，它与主

震的断层走向相一致。还应指出，余震分布带的长度与主震的震级也可能有一定的联系，地震越大，余震带越长。至于余震分布面积的大小，一般与主震的震源体积有关，因之也与主震断层面的大小有关。

关于余震与主震断层面的关系，有人发现，较强的余震主要分布在主震的两个 P 波节面上，并且余震大都分布在由 P 波初动符号所决定的张力区域。如果确是这样，则由余震的分布可以推知主震的节面和张力作用区。另外，据统计一般强余震都发生于主震极震区的端部，这样连结主震震中和强余震震中，也可推断主震的断层走向。

在某些情况下，大地震发生前，较小地震就在某一方向上有规则地分布，这个方向往往就是主震断层面的伸展方向。例如 1960 年漳腊地震、1969 年渤海地震和 1970 年西吉地震等。

6. 模拟实验的研究

模拟实验并不能直接给出震源机制，但可配合一些野外的实测资料来研究震源机制。举例如下：

(1) *岩石破裂传播的速度*　实验证明，破裂传播的速度不大于横波传播的速度，这与野外实测和理论推导是一致的。

(2) *岩石强度*　实验证明，温度越高，岩石强度越小；压力越高，岩石强度越大。由于温度和压力都随着深度而增加，所以岩石强度只能在某一深度范围内比较大。根据推断这个深度范围是 5—40 公里。事实上，绝大多数破坏性地震是发生在这个深度范围内的。

(3) *岩石的摩擦系数*　岩石受力发生破裂错动，其断裂面与主压应力方向之间所夹角 α 则与岩石内部的摩擦系数 μ 有关。因此在确定地震的断层面后(如根据地震波资料、宏观调查资料和大地测量资料确定的断层面)，如要再求受力的方向，就必须知道 μ 值。从大量的实验资料可知，这个 μ 值约在 0.4—1.8 之间。一般对于 5—40 公里深度上的岩石来说，内摩擦系数值约为0.6—0.8，

这相当于 α 角在 30° 左右。

(4) 地震波速度和压力方向之间的关系　这方面的实验结果有助于通过野外地震波速度异常的观测来了解区域压力作用的方向，从而与震源机制联系起来。

(5) 震源模型　用模拟实验的方法使在岩石样品中产生裂缝和错动以模拟地震并观测样品上地震波的分布，并以此解释野外实测的地震波分布资料推知震源的模型。已有这方面的实验结果表明，与理论推导有某种程度上的差异。

第二节　震源的力学模型

地震发生时，震源处必然出现快速变化的力向周围起作用，由于力的不同作用形式(压、拉、剪切等)将产生不同类型的地震波。如压力将产生压缩纵波；拉力应产生膨胀纵波；剪切应力将产生横波。故地面上各地震台记录到的不同波型的地震波的空间分布就反映了震源处的力的作用状况。

因此，我们所建立的地震震源模型必须满足两个条件，一个是这种力学模型所产生的地震波的空间分布必须符合实际观测到的地震波的空间分布，另一个是这种模型在地下深部物质的物理状态下有可能存在。就目前所认识到的能满足上面两个条件的主要有以下几种震源模型。

1. 单力偶(有矩双力)

根据这种力学模型，不管震源地方震前的应力是怎样作用的，地震发生时就产生断层错动。这种错动牵动了周围介质，从而辐射了地震波。由于断层两盘的相对运动相当于震源地方受到了两个力的作用，且方向相反又不在一条直线上，所以就有力矩，于是就将这种扰动波源设想成为有矩双力，或称单力偶(图6-1)。另外由于地震波是由断

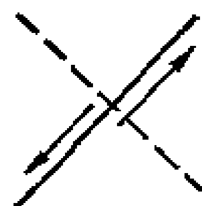


图 6-1

层错动的动力过程扰动了周围介质而辐射，所以这种震源模型又称为"动力模型"。

2. 双力偶

地震前，若岩石介质是连续的，则在将要发生地震的地方有两对正交的、力矩方向相反的剪切应力，这两对剪切应力尚处于静力平衡状态。地震发生时，震源处的断层错动同时释放了这两对剪切应力。由于一对剪切应力被释放而产生地震波时相当于一个力偶的作用，故称这种模型为双力偶（图6-2）。另外又由于这两对剪切应力震前保持静力平衡，震前力矩之和为零，所以又称为"静力模型"。在上述两对力偶中，一对作用于地震断层面，另一对作用于辅助面。断层面上先发生错动，在错动时不仅释放了沿断层面的那一对剪切应力，也还释放了沿辅助面的另一对剪切应力。图6-2所示的双力偶在震前是一个纯剪切力学系统，它所确定的应力状态中有一个最大主应力和一个最小主应力，另外还有一个中等主应力（图6-3）。最大和最小主应力与双力偶在同一个平面内，并与每个力偶之间的夹角为45°，中等主应力与最大主应力和最小主应力相垂直，即在图6-3中与纸面垂直的方向上。当地震发生时，图6-2中的两对剪切应力的释放就相当于图6-3中最大主应力和最小主应力的释放。所以由双力偶产生的地震波相当于由上述主应力释放产生的地震波。因此，它们二者是等效波源。

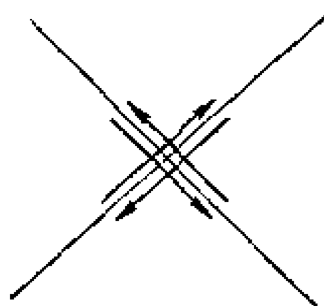


图 6-2

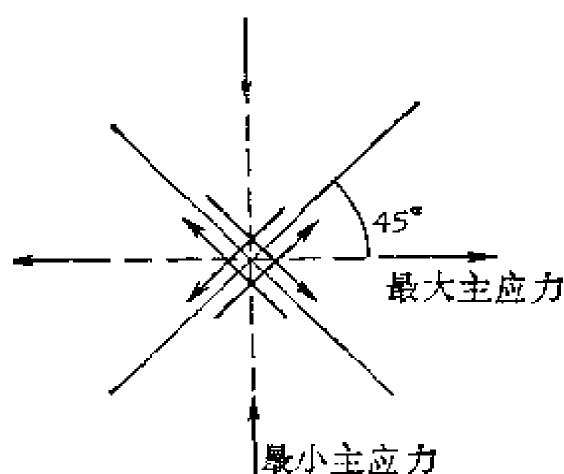


图 6-3

3. 修正的单力偶

有人根据实际的地震波观测(面波)和理论计算的对比发现，在平推断层的情况下，震源的力学模型是双力偶，而在浅的正断层或逆断层的情况下则为单力偶。在断层滑动既有平推分量、又有沿断层面倾斜方向分量时，则其力学模型应当是一个水平面内的双力偶与一个在断层面内沿断层倾斜方向的单力偶之和。

以上讨论的震源模型，由于力都作用在一点上，所以称为点源模型。如果我们只对震源地方断层的走向、倾向、倾角和错动方向感到兴趣，而且在实际中只占有 P 波初动方向的资料时，那么我们应用点源模型就够了。但为了进一步了解震源地方更多的情况，例如确定两条 P 波节线(即把 P 点初动垂直分量"+""－"区分开的线)中那一条是断层面节线(双力偶点源模型用 S 波亦不能鉴别断层面)，震源地方断层面的长度、宽度、错动幅度、断层传播速度和方向以及应力降等，仅用点源模型就很不够了。另外还由于解释近距离观测的需要，也不宜将震源视作点源。于是就提出了非点源模型。

4. 有限移动源和位错源

设想在地球内有一平面，在这个平面上的每一点，震前存在着保持静力平衡的双力偶剪切应力，当地震发生时，先由面上的一点开始释放其双力偶剪切应力，然后迅速向前释放及传播，最后终止在一个有限面积的边缘。这个点点相连释放双力偶剪切应力的面积就是断层面。在源外界空间的某一点上所观测到的地震波就是断层面上各点释放地震波的迭加。这种断层面上各点都是双力偶发波源，而在垂直于断层面和错动方向的平面(即辅助面)上没有这种双力偶发波源。这就是断层面和辅助面的根本性区别，这个区别可用来鉴别两个节面中何者为断层面。这点在双力偶点源的模型中是没有显示的。因为双力偶点源的两个力偶，一个对应着断层面，一个对应着辅助面，而两者是没有区别的(图6-2)。

位错源是假定震源断层面是许多小位错接踵连通而成，而每个小位错快速错动时发出了地震波，这种波相当于双力偶点源发出的波。这样，小位错以某种速度传播就相当于断层以某种速度传播。所以，位错源在发射震波的问题上是与双力偶有限移动源等效的，但位错源更有物理意义。最近有人认为断层面中间部位是产生纯横波的，而断层端部才发射相当于双力偶源产生的波，即不仅有横波，且有纵波。

第三节　各种震源力学模型的地震波位移场

1. 单　力

构造性地震的力学模型虽然一般不是单力，但其他复杂力系的波源(单力偶或双力偶等)都是由单力经过某种组合而成的，所以首先介绍单力所引起的地震波位移场。单力所引起的地震波位移场首先是勒夫得到的。下面仅谈远场时单力所引起的地震波位移。

设在震源地方有一个直角坐标系 xyz，并在该坐标的原点上沿 x 的方向作用着一个随时间变化的单力$K(t)$，如图 6-4所示，这个坐标系称为震源坐标系。另外还有一个轴为向东、南和上的坐标系，其原点也与单力的作用点相重合，我们称之为地理坐标系，用$\bar{x}\,\bar{y}\,\bar{z}$表示。如果单力作用点与观测台$S$之间的距离$R$很大时，则由单力在$S$点引起纵波的全位移可表为：

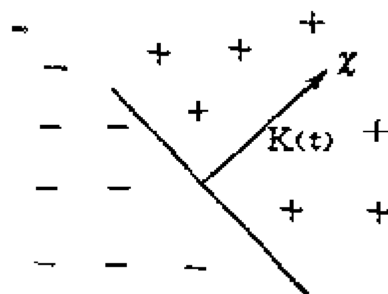


图 6-4

$$u_{a1} \approx \frac{x}{4\pi\rho a^2 R^2} K\left(t - \frac{R}{a}\right) \tag{6-1}$$

横波位移的 SV 分量表为：

$$u_{b1}^{v} = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{g^{(v)}(R x)}{b^2 R} K\left(t - \frac{R}{b}\right) \tag{6-2}$$

横波位移的SH分量为：

$$u_{b1}^{H} = \frac{1}{4\pi\rho}\ \frac{g^{(H)}(\bar{R}x)}{b^2 R}K\left(t-\frac{R}{b}\right) \tag{6-3}$$

其中，

$$g^{(H)}(\bar{R}x) = \frac{\alpha_x\bar{y} - B_x\bar{x}}{r} \tag{6-4}$$

$$g^{(v)}(\bar{R}x) = \frac{\alpha_x\bar{x} + B_x\bar{y} - x\sin^2 i}{r} \tag{6-5}$$

$$r = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2} \tag{6-6}$$

$$R = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2 + \bar{z}^2} = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \tag{6-7}$$

$$x = \alpha_x\bar{x} + \beta_x\bar{y} + \gamma_x\bar{z} \tag{6-8}$$

$$\sin i = \frac{r}{R} \tag{6-9}$$

以上诸式中$\alpha_x\beta_x\gamma_x$为单力在地理坐标$\bar{x}\,\bar{y}\bar{z}$轴上的方向余弦；a、b为纵波和横波的传播速度，ρ为介质密度；$\bar{x},\bar{y},\bar{z}$是地震台在地理坐标系中的坐标值；r为地震台到震中的距离；R为单力作用点(相当于震源)到地震台的距离。$K\left(t-\frac{R}{a}\right)$和$K\left(t-\frac{R}{b}\right)$称为单力的强度。

由(6-1)式可知当$x=0$时，$u_{a1}=0$，这就是说对于单力型的震源来说，$x=0$的平面是纵波的一个节面，在此面两侧地震波的初动符号相反，这在图6-4中用“+”“-”号表示着。

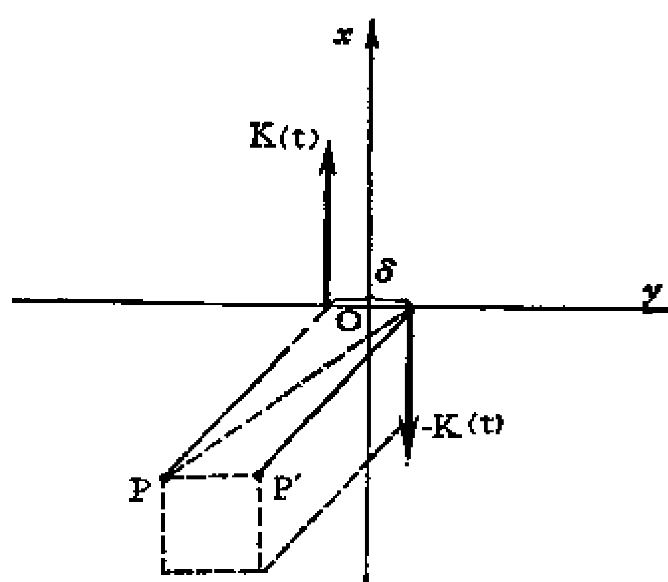


图 6-5

2. 单力偶

有了单力产生的地震波位移后，就可求单力偶所产生的地震波位移。

设空间有两个单力$K(t)$和$-K(t)$，其作用点

很靠近，相距为δ，如图 6-5 所示，这就是单力偶。它在 P 点产生的地震波位移是$K(t)$和$-K(t)$ 这两个单力在 P 点产生的地震波位移的迭加。设$K(t)$在P点产生的位移为 u_1，$-K(t)$在 P 点产生的位移为 u_2，则 $K(t)$和$-K(t)$在 P 点引起的合成位移是

$$u_a = u_1 + u_2 \tag{6-10}$$

下面我们讨论 u_2。由图 6-5 可知，$-K(t)$在 P 点的位移 u_2是它在P'的位移 u_2' 加上 u_2' 由P'点变到P点的变化量，这个变化量可表为：

$$-\frac{\partial u_2'}{\partial y}\delta$$

所以

$$u_2 = u_2' - \frac{\partial u_2'}{\partial y}\delta \tag{6-11}$$

由于$K(t)$和$-K(t)$方向相反，而大小相等，所以

$$u_2' = -u_1$$

代入(6-11)式得

$$u_2 = -u_1 + \frac{\partial u_1}{\partial y}\delta$$

将上式代入(6-10)式得

$$u_a = \frac{\partial u_1}{\partial y}\delta \tag{6-12}$$

如果图6-5中$K(t)$和$-K(t)$交换位置，则上式变成

$$u_a = -\frac{\partial u_1}{\partial y}\delta \tag{6-13}$$

这两式中的u_1就是(6-1)式中的u_{a1}。

由(6-12)式可知，单力偶震源在空间引起的位移场可用 x 方向作用的单力所引起的位移场对 y 轴进行微分而得到。把(6-1)式代入(6-12)式可得到

$$u_a = -\frac{1}{4\pi\rho}\frac{xy}{a^3 R^3}\frac{\partial}{\partial t}\bar{K}\left(t-\frac{R}{a}\right) \tag{6-14}$$

式中

$$\bar{K}\left(t-\frac{R}{a}\right) = K\left(t-\frac{R}{a}\right)\cdot\delta \tag{6-15}$$

它具有力矩的量纲。

单力偶震源在空间产生的横波其SV和SH分量为：

$$u_b^V = -\frac{g^{(V)}(\bar{R}x)y}{b^3 R^2}\frac{\partial}{\partial t}K\left(t-\frac{R}{b}\right) \quad (6\text{-}16)$$

$$u_b^H = -\frac{g^{(H)}(\bar{R}x)y}{b^3 R^2}\frac{\partial}{\partial t}K\left(t-\frac{R}{b}\right) \quad (6\text{-}17)$$

$$y = \bar{x}\alpha_y + \bar{y}\beta_y + \bar{z}\gamma_y \quad (6\text{-}18)$$

式中 $\alpha_y\beta_y\gamma_y$ 是图 6-5 中的 y 方向在地理坐标系中的方向余弦，$\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$为观测点在地理坐标系中的坐标值，$g^{(V)}(\bar{R}x)$和$g^{(H)}(\bar{R}x)$与(6-4)式和(6-5)式同。

由(6-14)式可知，当 $x=0$或 $y=0$ 时，$u_a=0$。这就是说，对于单力偶型的震源来说，$x=0$ 和 $y=0$ 的平面为两个纵波节面。$y=0$ 的节面就是断层面；$x=0$ 这个节面与断层面垂直，而且也与错动力方向垂直(参看图6-5)。

3. 双力偶

双力偶的地震波位移场可认为是两个单力偶位移场的迭加，如图 6-6 所示。

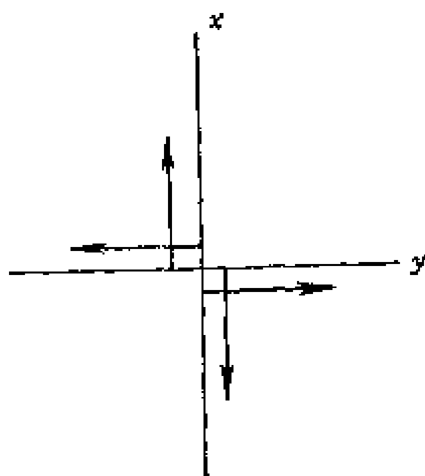


图 6-6

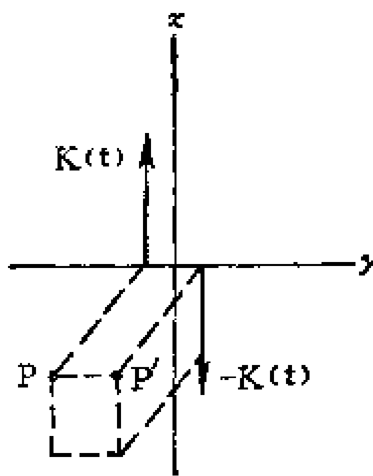


图 6-7

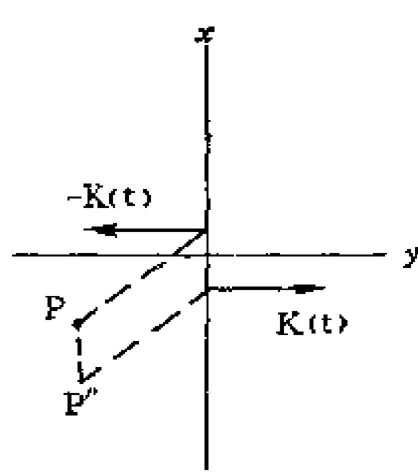


图 6-8

图 6-6 可分解为图 6-7 和图 6-8 两个单力偶。对于图 6-7 的单力偶来说，P 点的位移为：

$$u = \frac{\partial u_1}{\partial y}\delta$$

这里的u_1是沿x方向的单力所引起的位移。

对于图 6-8 的单力偶来说，P 点的位移为：

$$u' = \frac{\partial u_1}{\partial x}\delta$$

这里的 u_1 是沿 y 方向的单力所引起的位移。

把上面的 u 和 u' 相加，则得双力偶的位移场：

$$u_a = \left(\frac{\partial u_1}{\partial y} + \frac{\partial u_1}{\partial x}\right) \cdot \delta \tag{6-19}$$

把(6-14)式代入(6-19)式，则双力偶纵波的位移场为：

$$u_a = -\frac{1}{2\pi\rho}\ \frac{xy}{a^3 R^3}\ \frac{\partial}{\partial t}\overline{K}\left(t - \frac{R}{a}\right) \tag{6-20}$$

横波的位移场 SV 和 SH 分量为：

$$u_b^V = -\frac{1}{4\pi\rho}\ \frac{g^{(V)}(\overline{R}x)y + g^{(V)}(\overline{R}y)x}{b^3 R^2}\ \frac{\partial}{\partial t}\overline{K}\left(t - \frac{R}{b}\right) \tag{6-21}$$

$$u_b^H = -\frac{1}{4\pi\rho}\ \frac{g^{(H)}(\overline{R}x)y + g^{(H)}(\overline{R}y)x}{b^3 R^2}\ \frac{\partial}{\partial t}\overline{K}\left(t - \frac{R}{b}\right) \tag{6-22}$$

式中

$$g^{(V)}(\overline{R}y) = \frac{\alpha_y \overline{x} + \beta_y \overline{y} - y\sin^2 i}{r} \tag{6-23a}$$

$$g^{(H)}(\overline{R}y) = \frac{\alpha_y \overline{y} - \beta_y \overline{x}}{r} \tag{6-23b}$$

其他符号与前面的相同。

由(6-20)式可知，当 $x=0$ 和 $y=0$ 时，$u_a=0$。这就是说对于双力偶震源来说，$x=0$ 的平面和 $y=0$ 的平面为纵波的节面。这与单力偶的纵波节面是相同的。由此可知，当已知纵波的两个节面后，还不能判断震源类型是单力偶还是双力偶。

4. 有限移动源或动力位错源

这种震源在空间的地震波位移是断层面各点所发出地震波的迭加，断层面各点上的波源可认为是双力偶波源。关于这种双力偶波源在空间所产生的地震波位移，已如前述。

有限移动源和位错源在空间引起的地震波位移公式是很复杂

的，在此就不予介绍。但有一点值得指出，即其纵波节面和横波节面仍与点源的相同。这一结论很重要，因为它说明如果我们在实际中只有纵波初动符号的资料，则不管是点源模型或非点源模型，其节线都是相同的，而且节线的含义也都是相同的。

在实际观测中，由于纵波初动符号资料最易得到，辨认也最可靠，它与震源地方初动方向之间的关系也最简单而明确，因此我们在后面所介绍的震源机制处理方法中，主要是介绍用纵波初动资料来求解震源机制。

第四节　用纵波初动求解震源机制

1. 用纵波初动求解震源机制的一些原则

在地震记录图上最易辨认的是纵波初动方向，这种方向特征是与震源地方力的作用方向直接有关的。当震源地方有力对源外介质推时，就产生波前向外压的波，即所谓压缩波，一般用正（“＋”）号表示。当震源地方有力对源外介质拉时，就产生波前向外拉的波，即所谓膨胀波，一般用负（“－”）号表示。对于单力偶和双力偶模型来说，震源地方产生的正号波和负号波的空间分布如图6-9和图6-10所示。

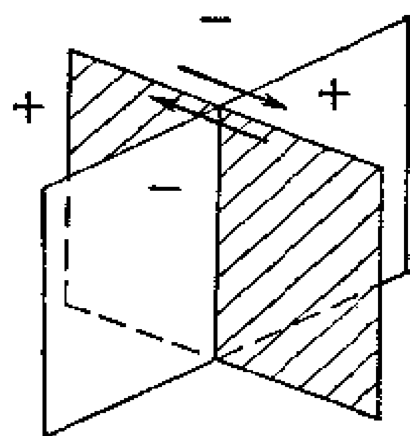


图6-9

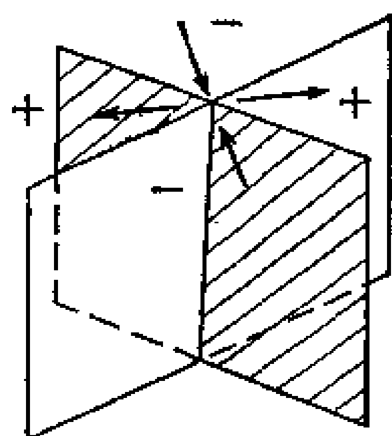


图6-10

由这两图可以看出，它们的纵波初动符号在空间上的分布是

没有区别的，都是四象限分布的，所以仅由 P 波的初动符号不能鉴定震源是单力偶和双力偶。在空间压缩波和膨胀波分界的面称为节面。由图 6-9 和图 6-10 可以看出纵波的节面有两个，一个为断层面，另一个与断层面垂直，并与错动方向垂直，称为辅助面。上述两个节面与地面或与包围着震源的参考球面的交线称为节线。与断层面相应的节线称为断层面节线，与辅助面相应的节线称为辅助面节线。在节线两侧所观测到的纵波初动方向是相反的。如果我们根据地面上许多地震台记录的纵波初动方向分布划出两条节线，则就可由这两节线推求震源地方的断层面和错动方向。值得指出的是对于单力偶震源来说，震源地方的错动一般是对称的。这就决定了断层两侧发射对称的地震波，即四象限的对称发射。另外对于双力偶震源来说，震源地方地震前的静应力是平衡的，即成对的剪切应力相等，这也决定了震源地方发射地震波的四象限对称性。由于对称性，决定了震源地方断层面和辅助面是互相垂直的。也是由于这种对称性，在画出两个节线后，不能判定哪个节线相应着断层面，哪个节线相应着辅助面。所以仅由 P 波节线所求得的断层面和错动方向的解答是双解的。

以上这些讨论是假设震源地方发出的波沿直线到达地震台的。但在实际情况中，地震波从震源发出后经过了不均匀的介质，使震源地方发出的地震波沿弯曲的道路到达地震台，这就使地震台所记录的地震波初动方向和射线来到的方向，并不等于该波离开震源时的初动方向和射线方向。

此外，对于纵波的初动符号来说，直达波和折射波在传播过程中初动方向不变。但对于反射波来说，一般反射一次，初动方向倒转一次。因之对于反射波，观测到的初动方向后还应按反射的次数去推知地震波离开震源时的初动方向。例如在近震时有一种在地壳底面反射的波 P_{11}，就要改变其符号(图6-11)，在远震时有 pP 和 PP 也要改变符号。

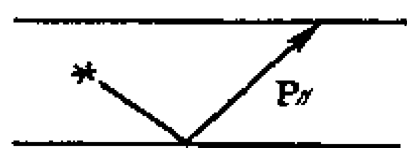


图 6-11

2. 纵波初动符号的确定

前面已经说过，压缩波是背震源的，用“+”号表示，膨胀波是向震源的，用“-”号表示。由于震源在地下，观测点在地面，因此，只要垂直向地震仪记到的P波初动向上，便可确定为压缩波，标以“+”号，反之则标以“-”号。当仅有水平向记录时，在已知震中位置的条件下，亦可以根据P波初动方向是背震或是向源来确定是压缩波和膨胀波。

3. 在地图上直接求解震源机制参数

近距离地震，一般利用区域地震台网的资料求解大量的中小地震的震源机制时，可以在地图上直接处理，而不必再用其他工具(如吴尔夫网)。

(1) 综合应用$\overline{P}$、P_n、P_{11}的初动符号求解震源机制

我国绝大部分地震都发生在地壳中。可认为这类地震发出的直达波$\overline{P}$到地震台走的是直线，其离源角可表为：

$$\tan i_h=\frac{\Delta}{H} \tag{6-24}$$

式中Δ为震中距，H为震源深度。用地图求震源机制时，可直接在地图上标出各台的位置和它们所记到的$\overline{P}$波初动符号。

至于P_n波，由于在一定震中距离范围内是初至波(这震中距的开始值与地壳厚度、速度剖面和震源深度有关)，初动比较清楚，所以要充分利用这部分资料。但由

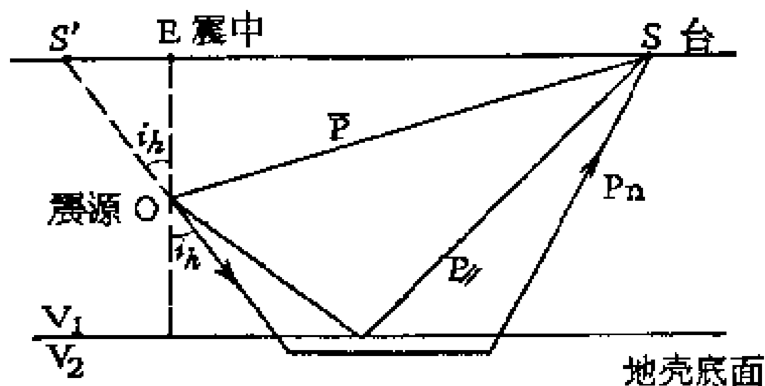


图 6-12

于P_n波离开震源时是向下射出的(图6-12)，所以可沿射线向相反方向延伸，求出其与地面的交点，称为推想观测点，如图 6-12 中

的S'点所示。S'点上的纵波符号应与实际观测点S上所观测到的P_n波符号相同。这是根据纵波折射不改变符号以及震源所发射的波呈四象限对称分布的性质来决定的。

P_n波的离源角为：

$$\sin i_h = \frac{v_1}{v_2} \tag{6-25}$$

此式是直接由折射定律得出的，式中的v_1和v_2是地壳底面两侧的纵波速度。由于一般$\frac{v_1}{v_2}\approx 0.7$，故$i_h\approx 53°$。在此情况，推想观测点$S'$距震中$E$的距离为：

$$\Delta' = H\tan 53° \tag{6-26}$$

S'点相对于震中的方位正好与实际观测点S相反，即差180度。

反射波P_{11}同样也是可以利用的。只要我们在近震台网中观测到清楚的P_{11}，则也可先得出推想观测点然后按$\overline{P}$波来处理。此波的离源角i_h如图6-13所示，等于P_{11}波入射到地震台S时的入射角。

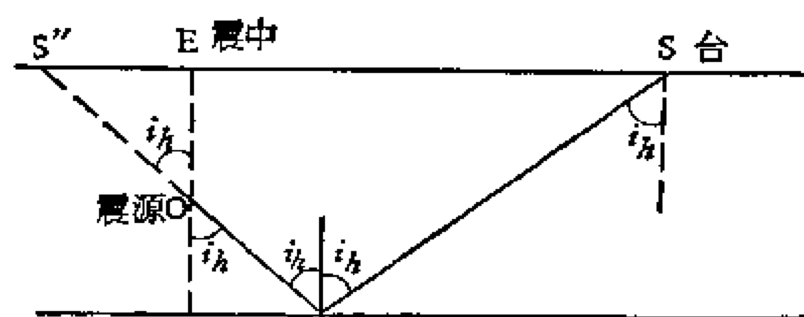


图 6-13

与上面P_n波求推想观测点的方法类似，从P_{11}波的离源方向向相反方向延伸，其与地面的交点为S''，此点为P_{11}的推想观测点，其震中距为：

$$\Delta'' = H\tan i_h \tag{6-27}$$

求入射角i_h的方法可用P_{11}波在三分向地震仪上记到的位移值，也可用贝多夫公式从该波的走时表求得。P_{11}波是在地壳底面上反射了一次的纵波，改变了一次符号，所以如实际观测台S记到正号波，则波离开震源时为负号，因此，在推想观测点S''，应标为负号波。

由以上的方法，将P_n和P_{11}波求出其推想观测点S'和S''上的

符号后，就相当于求出由震源直射 S' 和 S'' 点的直达 $\overline{P}$ 波的符号了。这样就可用以与观测到的 $\overline{P}$ 波的初动符号一并在地图上画节线。由上面的(6-24)，(6-26)，(6-27)式可知，震源深度 H 的资料是很重要的。

当在地图上各个台站位置（对 $\overline{P}$ 波）和推想位置（对于 P_n 波和 P_{11} 波）上标记了纵波的初动符号（或"＋"或"－"）后，便划出两条直线（一般是正交的）把"＋"号区和"－"号区分开，这两条直线便是所求的节线。

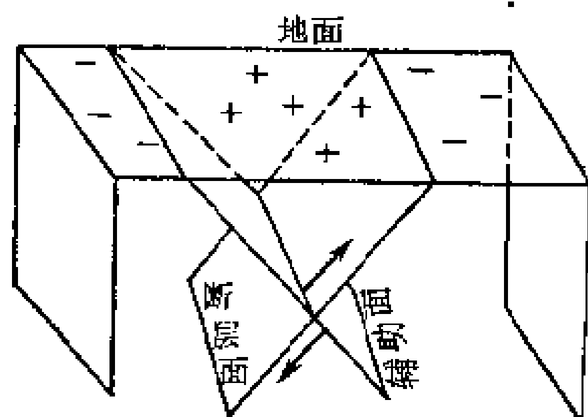


图 6-14

(2) 划节线时应注意的问题　在地图上推求震源机制时，P 波节线一般有两条。如果震源是正断层或逆断层，则两条 $\overline{P}$ 波节线是平行的，如图6-14所示。如果震源断层面是直立的平推断层，则两条 $\overline{P}$ 波节线正交于震中，如图 6-15 所示。如果震源是垂直错动的正断层，则在一定

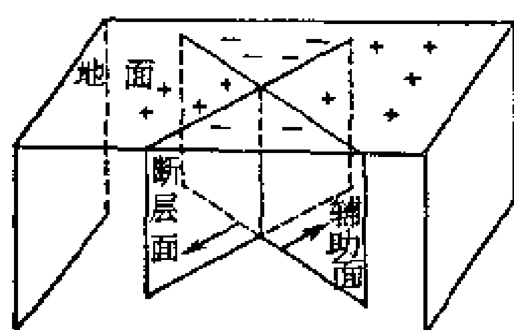


图 6-15

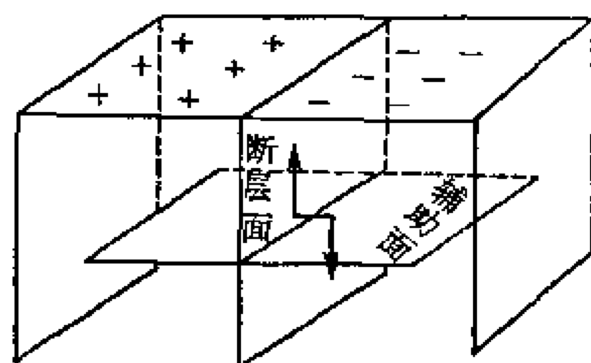


图 6-16

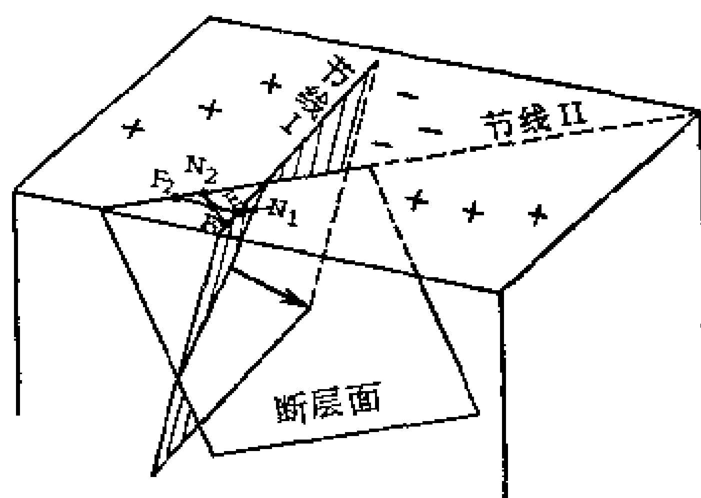


图 6-17

的震中距范围内只显示出一条节线（图6-16）。以上是特殊情况，一般情况如图6-17 所示。

由前已知，P 波的两个节面是互相垂直的，所以这两条节线除了要把 P 波初动符号的“+”区和“-”区分开之外，彼此还有一定的制约关系，即要满足正交条件。下面举例说明这个问题。

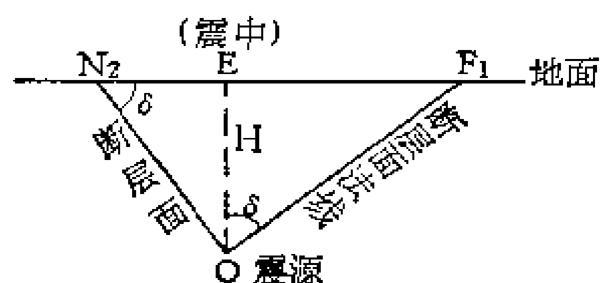


图 6-18

在图 6-17 中，节线Ⅱ为断层面节线，通过震中 E 作这条节线的垂线即 N_2F_1。如果沿这垂线切开一个直立剖面，得到如图 6-18 所示的图形。由此图可看出，断层面的倾斜方向就是由 N_2向震源O的方向，倾角为$\angle EN_2O$，即

$$\tan\delta = \frac{H}{N_2E} \qquad (6\text{-}28)$$

如前所述，辅助面是与断层面垂直的，因之图 6-18 中与断层面垂直的OF_1 线（即断层面法线）必在辅助面内，亦即 F_1点必在辅助面节线上。由图 6-18 可知，这个制约条件可表为：

$$N_2E \cdot EF_1 = H^2 \qquad (6\text{-}29)$$

同样，从图 6-17 中沿 N_1EF_2 切开一个直立剖面，可得到另一个制约条件，即：

$$N_1E \cdot EF_2 = H^2 \qquad (6\text{-}30)$$

式（6-29）、（6-30）两个条件就是震源地方断层面与辅助面相垂直、辅助面垂直于错动方向在地面上的反映。两条节线的位置必须满足（6-29）和（6-30）这两个条件。此外，当两条节线不平行也不正交时（如图 6-17 所示的情况），震中位置 E应当在锐角区内。

（3）断层面产状和错动方向的推知　在地面上画出两条 P波节线后，即可求出断层面的产状和错动方向。

走向：所谓断层面的走向就是断层面与水平面交线的方向。由图 6-14 到图 6-17 可知，地面上的节线正是断层面与水平面的交

线，所以节线就是断层面的走向。但对于 $\overline{P}$ 波来说，节线有两条，我们尚不知道哪一条节线相应着断层面。所以只能说，这两条节线的方向都可能是断层面的走向。

倾向：倾向是倾斜方向的方位。这在图 6-18 中已经讨论过，在此不再重述。

倾角：倾角的求法已在(6-28)式中表明。

错动方向：错动方向是与辅助面垂直的，是辅助面的法线，因之，如果知道辅助面在空间的位置，错动方向也就知道了。正由于错动方向与辅助面的垂直关系，所以辅助面节线与错动方向的水平投影是互相垂直的，如图6-17中的 N_1EF_2 所示。如果我们沿 N_1EF_2 切开一个直立剖面，如图 6-19 所示。可知，

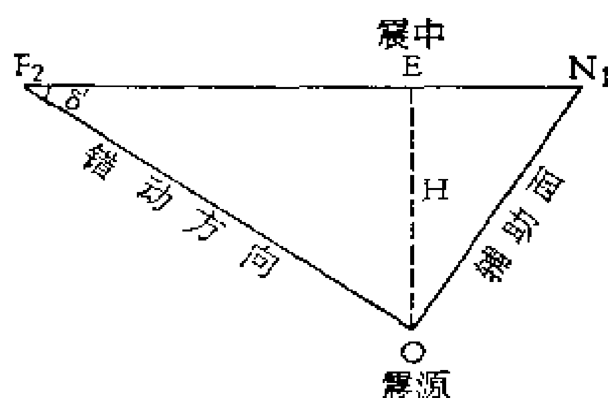


图 6-19

断层的错动方向的方位由 N_1EF_2 的直线决定，错动方向与水平面之间的夹角 δ' 由下式表示：

$$\tan\delta' = \frac{H}{F_2E} \qquad (6\text{-}31)$$

至于具体的错动方向则要求指明是那一盘的错动方向。如果震中 E 所在象限的初动符号为正，则上盘有向上运动的分量，这相当于有逆断层的分量；如果是负号，则上盘有向下运动的分量，这相当于有正断层的分量。

在一般情况下，断层面是倾斜的，其错动方向既有沿走向的分量，又有沿倾斜方向的分量。如果前者大于后者很多，则可称平推断层。

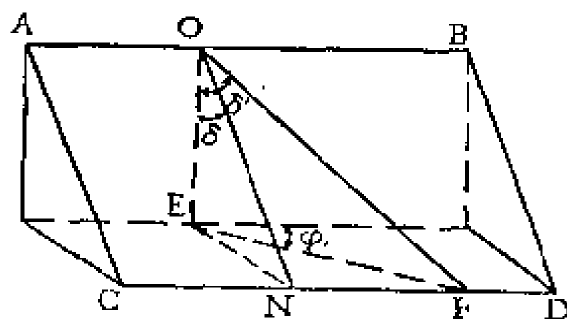


图 6-20

下面再讨论一下断层面的倾角、错动方向和断层面走向之间的关系。设在图 6-20 中 $ABCD$ 面为断层面，OF 为错动方向，δ' 为错动方向的倾角，ON 为断层面倾斜方向，δ 为断层面的倾角。由于 EF 是 OF 在水平面上的投影，所以有

$$EF = OF\sin\delta'$$

另外 EN 是 ON 在水平面上的投影，于是也有：

$$EN = ON\sin\delta$$

由于图 6-20 中 CD 线相当于断层走向，所以 EN 与其垂直。这样，三角形 ENF 就是一个直角三角形。有：

$$\cos\angle FEN = \frac{EN}{EF} = \frac{ON\sin\delta}{OF\sin\delta'}$$

再者由三角形 OEF 和三角形 OEN 可知

$$OE = OF\cos\delta' = ON\cos\delta$$

即：

$$\frac{ON}{OF} = \frac{\cos\delta'}{\cos\delta}$$

最后得到：

$$\cos\angle FEN = \frac{\cos\delta'}{\cos\delta} \cdot \frac{\sin\delta}{\sin\delta'}$$

$$= \cot\delta' \tan\delta \qquad (6\text{-}32)$$

(6-32)式亦可写为：

$$\sin\phi = \cot\delta' \tan\delta \qquad (6\text{-}33)$$

式中 ϕ 为错动方向的方位与断层走向之间的夹角。

4. 用远台 P 波初动资料求解震源机制参数

远地震台记到的纵波震相较多，如 P 波、$_pP$ 波和 PcP 波等。这些波都可以作为求解震源机制的基本资料。运用前述的步骤，先求出这些波的离源角 i_h，再求出它们的方位角 A_Z。这样，就可得知震源向各方向所射出各种波的性质，从而再求震源机制参数。下面具体叙述这种波的方位角和离源角的求法。

(1) 地震台相对于震中的方位角 A_z 的确定　由于地震射线在地球内部传播时基本上是在大圆面内，而大圆面与地面的交线就是震中与地震台连成的线，因此地震台相对于震中的方位角就是通过震中经线的指北方向与震中至地震台连线之间的夹角，也就是射线离开震源时的方位角。当地震台离震中较近时，方位角可直接从地图上用量角器测定。但当震中距较远时，由于地面已不能近似为一个平面，此时就要用球面三角来求解距离和角度的问题。但解球面三角的问题比较繁复，所以应用吴尔夫网来求方位角是比较方便的。

在求地震台相对于震中的方位角时，把吴尔夫网看作是半个地球表面的投影，这半个球面是沿某一子午面切开的。网上的大圆弧皆为经线，小圆弧为纬线，如图6-21所示。在具体求方位角时，将透明纸放在网上，将网中心的经线作为震中的经线（这是为了方便，用其他经线亦可），然后沿此经线从网心数求出震中纬度的一点，即在透明纸上标出此震中位置，如图 6-21 中的 E 点。然后再沿地震台的经线由赤道数出地震台的纬度又得一点，即地震台的位置，如图 6-21 中的 S 点。将 E 和 S 点移至同一大圆弧上（图6-21 中的虚线），此大圆弧与通过震中的指北经线之间的夹角就是方位角 A_z。具体求 A_z 的度数时，可将震中 E 作为极点，向网心的方向数 90°，作震中的赤道大圆弧（此赤道大圆弧不是真正地球的赤道），如图 6-21 中的点线所示。此赤道大圆弧与通过 E 和 S 两点的大圆弧以及通过震中 E 的经线相交于两点 A 和 B，这两点之间弧上的度数就是 A_z 的角度数。

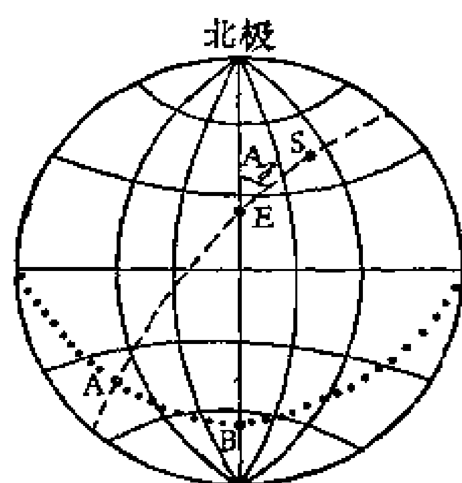


图 6-21

另外可由通过震中和地震台的大圆弧数震中 E 至地震台 S 间的度数即得震中距离（以在地心所张的角度来表示）。

(2) 射线离源角的确定　地震台离震源较近时，由于射线是

直线或折线，所以离源角较容易求得，已如前述。当地震台离震中较远时，射线在地球内部是弯曲的，这时的射线离源角 i_h 可用下述方法求得。

①当震源接近地面时，P 波射线是对称的，其离源角 i_h 和射线到达地震台的入射角近乎相等，如图 6-22 所示。按照贝多夫定律，P 波在地表的入射角为：

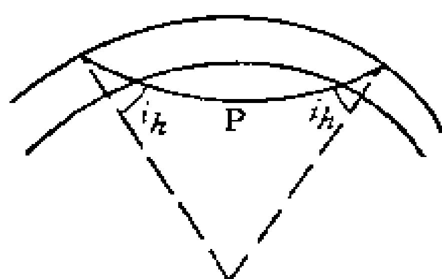


图 6-22

$$\sin i_h = \frac{V_o}{\overline{V}} \tag{6-34}$$

式中 V_o 为地面下 P 波传播的真速度，$\overline{V}$ 为在地震台附近与震中距有关的 P 波沿地面的视速度。

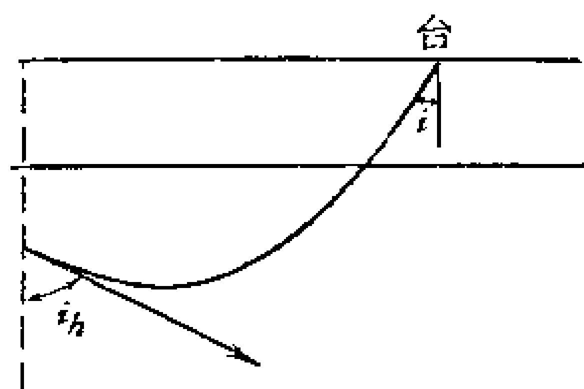


图 6-23

②当震源在地壳以下时，P 波射线是不对称的，如图 6-23 所示。此时震源地方地震波射线的离源角 i_h 为：

$$\sin i_h = \frac{h}{R-h} \quad \frac{V_h}{V_o} \sin i \tag{6-35}$$

式中 R 为地球半径，V_h 为震源附近岩石中的 P 波速度，h 为震源深度，V_o 为地面下 P 波传播的真速度。

我国的地震一般都发生在地壳内，故 P 波的离源角 i_h 可用上述的第一种情况求得。实际上对于地壳内的震源离源角可按表6-1 查得。

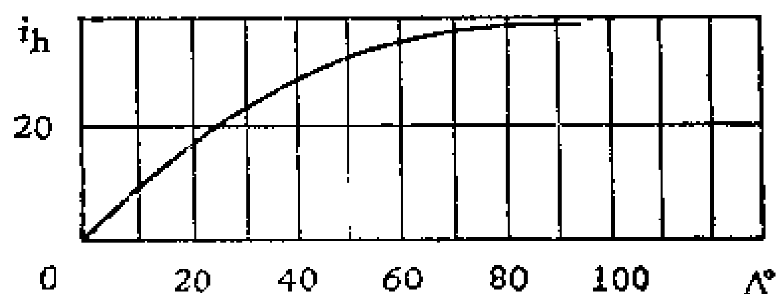


图 6-24

③PP，${}_pP$ 和 PcP 的离源角。PP 波的离源角由于与二

分之一震中距上的 P 波离源角几乎相等，所以就可在表 6-1 中 查二分之一震中距上 P 波所相应的离源角。

$_pP$ 的离源角则可近似地用相同震中距上 P 波的离源角，这在震源深度为正常深度时是误差不大的。

对于正常深度的地震来说，PcP波的离源角i_h如图6-24所示。

表 6-1 地壳内震源的离源角与Δ的关系

Δ° \ i_h \ Δ°	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	50	50	49.5	48.5	48.5	47	47	46	45	44
20	41.5	36	36	34.5	33.5	33	32	31.5	30.5	30.5
30	30.5	30	29.5	29.5	29.5	29.5	29.5	29.5	29.0	29.0
40	28.5	28.5	28.0	28	28	27.5	27.0	27.0	26.5	26.5
50	26.5	25.5	25.5	25.0	25	24.5	24.5	24.5	24	23
60	23	23	22.5	22.5	22	22.0	21.5	21.0	21	21
70	20.5	20.5	20.0	20	19.5	19.5	19.0	19.0	19.0	18.5
80	18.0	18.0	17.5	17.5	17.0	17.0	16.5	16.0	15.5	15
90	15	15	15	15	15	14.5	14.5			
100										14.5

(3) 远距离震相的一些初动符号　P波离开震源时初动符号在波传播过程中不发生改变，所以地震台上观测到的符号与该波离开震源时相同。

PP 波和 $_pP$ 波是在地面上反射了一次再到达地震台的波，它一般在反射时要改变符号，即原来离开震源时是正号波，则反射后变为负号波。也就是说，当地震台上观测到是负号波时，其离源时的初动符号应当相反。由此推知，在地震台上观测到 PPP 波和 pPP 波的初动符号应与离开震源时的初动符号相同。至于 PcP 波虽然也在地核面上反射了一次，但由于那里地核面两侧介质的具体情况不同，所以地震波不改变符号。

当远近台网上所观测到的地震波的离源方向(包括离源角和方位角)求得后，即可求解震源机制参数。

5. 用吴尔夫网处理震源机制参数

在求远地震的震源机制参数时，地球表面的弯曲与地震射线的弯曲都不能忽略的。这时可以用一个假想球面把震源包围，球心就在震源，并且认为球内介质是均匀的，在球内的地震射线均是直线，这样的球称为震源球，也叫参考球。到达地震台的射线，在参考球内则离源后沿直线(即沿在震源处地震射线的切线)到达参考球面一点，这一点称为地震台的假想点。这样便把地球表面上各地震台的位置转移到参考球上各相应的假想点的位置。这就消除了射线弯曲的问题。这时，每个地震台在参考球上假想点的位置便可由到达该台的地震射线离源角和方位角确定。参考球的半径可任意取，取球心到球顶的半径为铅垂线轴(图6-25)；在通过球心的水平面上再取向北和向东的半径为向北方向轴和向东方向轴。

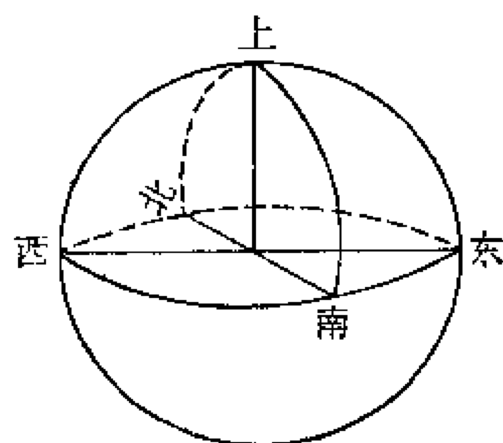


图 6-25

有了震源球后，在地球表面各地震台上所标记的 P 波初动方向的正、负号便可标记到参考球面上各对应的假想点上来，而 P 波的两个节面便相当于参考球上两个互相垂直的大圆面。为了在平面上处理球面问题，还要把参考球投影到平面上来。比较方便的是用吴尔夫球极投影即在吴尔夫网上作图，这时投影面是参考球的赤道平面，采用上半球投影时。这样，球面问题便变成了在吴尔夫网上的平面问题了。

用吴尔夫网处理震源机制时作以下规定：

(1) 网心相当于震源，也相当于震中(因投影时震中与震源相重合)，它是通过震源和震中的铅直线的投影，以 O 表之。

（2）在网的外边缘顺时针规定方位角，由正北方向算起（图6-26）。

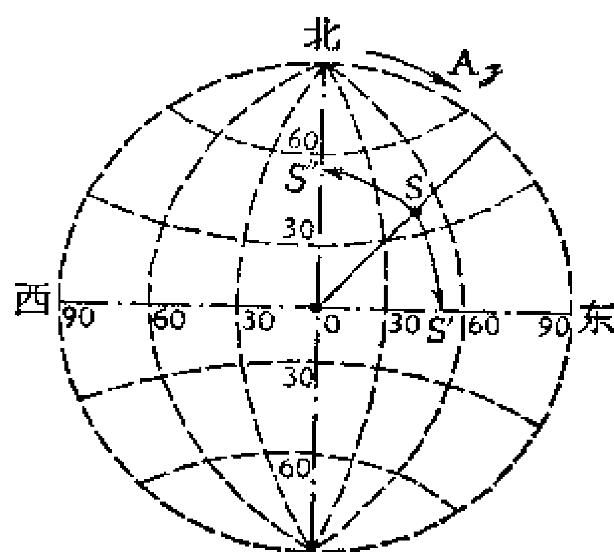


图 6-26

（3）通过网心共有两条互相垂直的直径，一个南北方向，一个东西方向。在其上记有度数，它代表与铅直线之间的夹角，我们称其为离源角标度尺（图6-26）。例如图6-26中的S点，其方位角为$A_з$，其离源角为S至网心所张的角。但因吴尔夫网上在OS的半径方向上没有刻度，不能读数，所以就把S点围绕网心旋转移到离源角标度尺上，即移到S'点或S''点上，然后读出由S'或S''到网心的度数，即为S点的离源角。

在吴尔夫网上确定某一条射线穿出参考球面的位置时，可用射线的离源角i_h和方位角$A_з$来表示。具体操作如下：把一张透明纸铺在吴尔夫网上，在纸上绘出网心位置和正北方向，并使与网上的正北方向重合。然后以正北方向为方位角的起始点，沿圆周顺时针读某一射线的方位角$A_з$，并在圆周上作一点a，如图6-27所示。这样，我们所要确定的那条射线穿出参考球面的点S，其投影即在半径Oa上，然后，再仿照图6-26中的办法，把透明纸上的半径Oa绕网心旋转，直到Oa与某

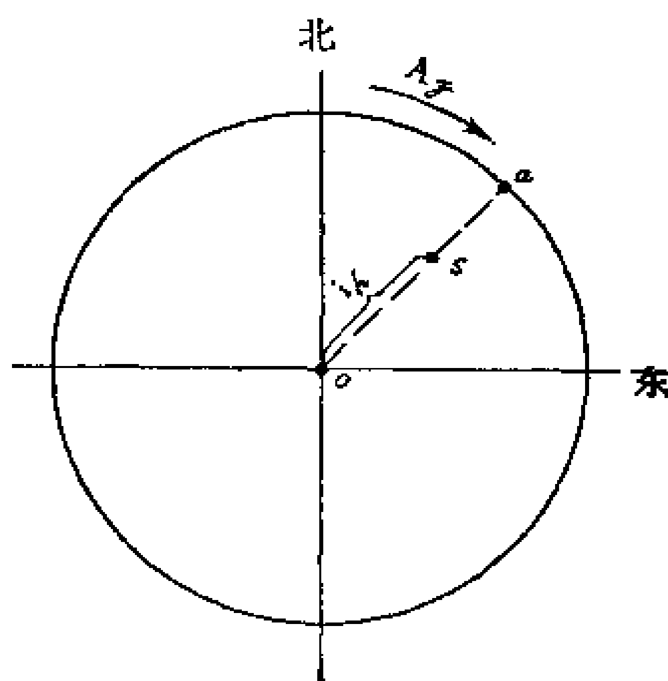


图 6-27　铺在吴尔夫网上的透明纸图

一离源角标度尺重合，例如与向东的标度尺重合时(图 6-28)，则由 O点沿标度尺标出离源角 i_h 和点 S。然后将透明纸恢复到图 6-27 的原位上，此时纸上的正北方向与吴尔夫网的正北方向重合。这样，S 点就是由 i_h 和 A_z 所规定的那条射线穿过参考球面的出射点 S 在吴尔夫网上的位置。我们就把该射线离开震源时的初动符号标在 S 点旁。依此办法把所有地震台记到的地震波都按其离源时的方位角和离源角标在吴尔夫网上，并记上其离源时的初动符号。这样地球面上各地震台所记到的地震波初动符号都绘在参考球面的投影——吴尔夫网上了。但由于地震波射线有从震源上方射出的，也有从下方射出的，而吴尔夫网只是半球投影，所以须把由震源下方射出的射线都移到上半球上来。这时，离源角 i_h 不变，但方位角差 180 度，另外初动符号也不变。其所以要移到上半球而不到下半球，这是为了看图方便。当所有的初动符号都标在吴尔夫网上后就可划出节线。在画节线时要注意以下几点：

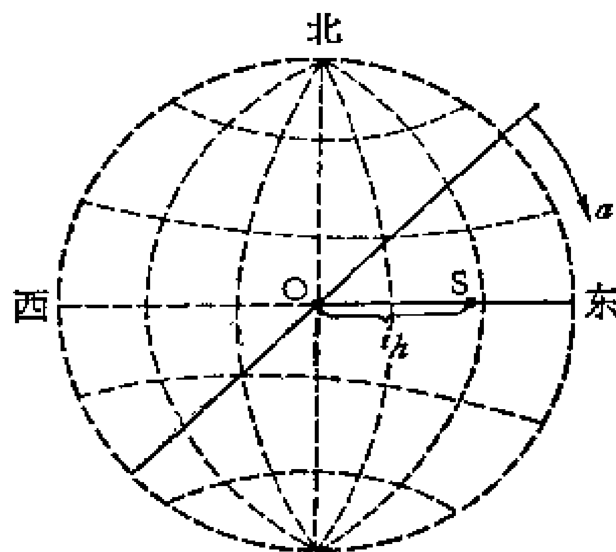


图 6-28

(1) 吴尔夫网上的纵波节线有两条，它们必须把初动符号分开，即相邻象限符号相异，相对象限符号相同；

(2) 节线必须是吴尔夫网上的大圆弧，因为大圆弧所对应的是通过震源的面，而所求的断层面和辅助面都通过震源；

(3) 所划出的两条纵波节线必须是正交的。因为断层面和辅助面是互相垂直的。在吴尔夫网上判断两个节面正交的标准是把离源角标度尺与某一节线的中垂线重合，并由垂足沿此中垂线上加 90 度得一点，即极点，该点必须落在另一个节线上。而依同法得另一个节线的极点也必须落在这一节线上。

符合上述条件的节线确定后，即可由它们的相互位置关系求

断层面的产状和错动方向。

假设我们已经按上述方法在吴尔夫网上划出了两条纵波节线，如图 6-29 所示。在图上节线Ⅰ和Ⅱ中有一个是断层面，一个是辅助面。如果节线Ⅰ为断层面，则 AOB 方向为其走向，HO 代表该断层面与铅直线方向之间的夹角，由 H 向 O 的方向为断层面的倾向。这里，节线Ⅰ为辅助面节线。由于辅助面垂直于错动方向，所以 OF_1 就是错动方向的投影。OF_1 代表错动方向与铅直线之间的夹角，OF_1 与正北方向之间的夹角就是错动方向的方位角。

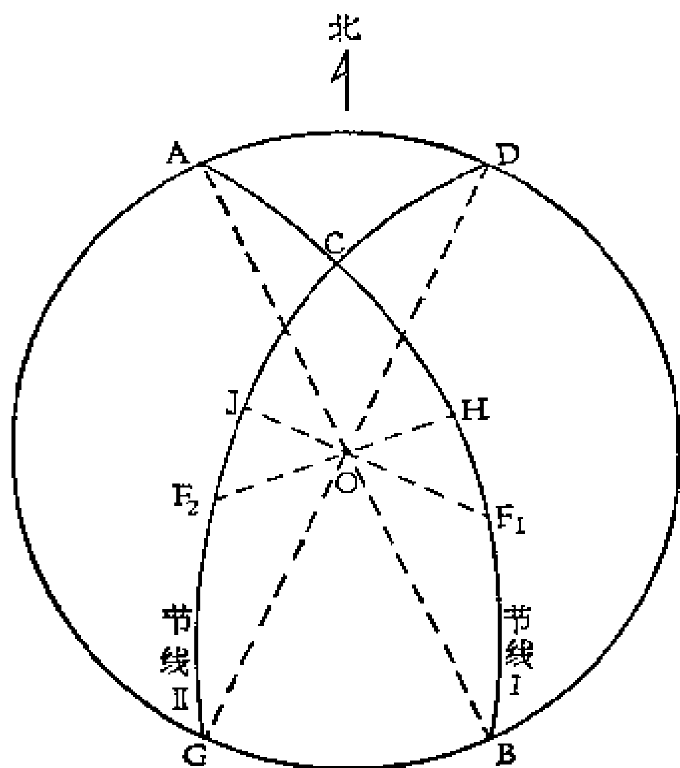


图 6-29

如果节线Ⅱ为断层面节线，则 GOD 就是断层走向，JO 为断层面与铅直线之间的夹角，由 J 向 O 的方向为断层面的倾向，在此情况，节线Ⅰ为辅助面节线，这个辅助面的法线就是错动方向。由此可知，OF_2 为错动方向的投影对应 OF_2 段的角度为错动方向与铅直线之间的夹角。OF_2 段的方向与正北方向之间的夹角为错动方向的方位角。

在图6-29中，不管节线Ⅰ对应断层面，还是节线Ⅱ对应断层面，震中所在的那个象限必为断层的上盘(因为取的是上半球投影)。如果这个象限中分布着负号的纵波，说明上盘有向下动的分量，这就是正断层分量。如果震中所在的象限分布着正号的纵波，说明上盘有向上动的分量，这就是逆断层分量。在图 6-29 中，F_2 点和 F_1 点分别距 J 点和 H 点的距离(即相当于错动方向与断层倾斜方向之间的夹角)越大，则断层的平推分量越大。判断平推分量

大小的另一个标志是 C 点距 O 点的远近，当 C 点距 O 点远时，断层错动的平推分量小，当 C 点在外围圆周上时，无平推分量，即断层为纯正断层或纯逆断层。当 C 点与 O 点重合，即两条节线的交点在网心时，则纯为平推断层。

6．断层面的鉴定

前已多次指出，仅由纵波的两条节线不能决定断层面，但在实际的地震研究中，需要确定断层面。对于这个问题用点源的地震波理论是不能确定的。因为假定点源时单力偶震源固然可用横波来鉴别其断层面，但这种震源较少，更普遍的为双力偶震源，而在双力偶点源理论中，横波发育的方向对于辅助面和断层面是对称的，不能显示这两个面的区别。因之用点源理论是无法鉴别双力偶震源中那个 P 波节面为断层面的。这是由于点源理论未反映断层面与辅助面的最大差别。实际上断层面在空间延伸很长，其上任何一点都是地震波的发射源，而在辅助面上并不存在发射源。这一差别可用来鉴别断层面和辅助面。由此出发，在震源机制研究中出现了有限移动源理论和位错传播源理论。这两种理论都是假定震源地方的断层面具有一定的尺度，断层面上各点都是发射源，而且不是同时裂开和错动的，而是先由一处裂开向它处传播，这样断层面各点的地震波就不是同时发射的。由此得出的鉴定断层面的方法有用波谱分析的，有用地震图上视振幅和视周期的，但比较复杂，在此不详细讨论，下面只讨论一些比较简便，但不甚严格的方法。

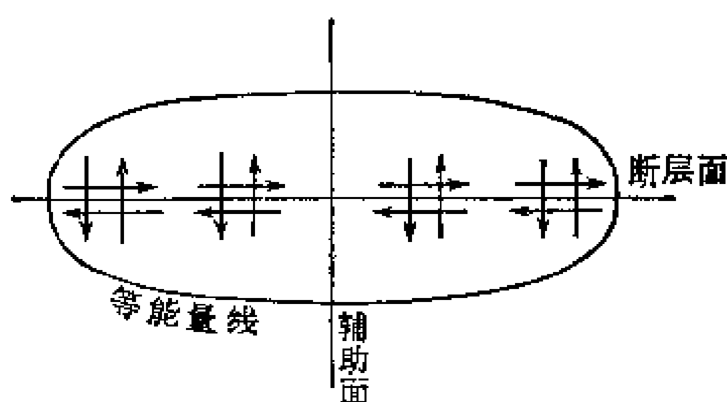


图 6-30

(1) 用最内等震线的长轴方向来鉴别　因为震源地方断层面延展的方向是双力偶点源排列的方向，沿此方向辐射的地震波能量与辅助面方向上不同，如图6-30所

示。另一方面，对于断层产生的地震来说，横波占优势，因而极震区主要是横波造成破坏。根据移动源理论，在断裂传播的方向上横波比其他方向上较强，而这个方向正与断层的走向一致（对于近似平推的断层来说），如图6-31所示。所以如果最内等震线的长轴与两条纵波节线中某一条符合，则可认为该节线就是断层面节线。应当指出，地面地质构造、水文和土质条件以及地形条件对等震线分布是有影响的，但往往还不致于改变极震区长轴的总方向。

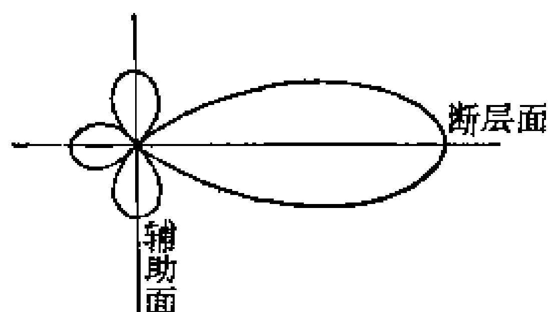


图 6-31

(2) 地面上宏观断裂资料　对于一些较浅的大地震来说，震源地方的错动会通到地面上来，或是地表受到震源地方的直接牵动而显示出一定方向的裂缝带。这些裂缝带如与那个节线符合，则可认为该节线就是断层面节线。

(3) 余震分布的长轴方向　一般说，主震震源地方的断层带上或其两端是易于发生余震的。这样余震往往呈带状分布。所以当余震分布方向与哪条纵波节线一致时，则可认为这个节线就是断层面节线。如果余震很少，可把这些余震与主震位置联接起来，以视连成的长轴方向与那条纵波节线相符，则可认为该节线就是断层面节线。

(4) 前震的分布　一般前震发生在主震震源体积的一端。所以如果有前震分布的资料，则与主震位置联接起来，如联接方向与那个纵波节线符合，则可认为该节线就是断层面节线。

(5) 用地震波位移的不对称性来鉴别断层面　这个方法的根据是断裂由一点开始沿断层面以一定速度推进，则它相当于一个波源在运动。此时就会出现多普勒效应。这种效应本来引起地震波周期变化的，但周期变化后位移也会变化的，因此这种效应使得纵波、横波和面波的位移出现不对称性。人们可由这种位移的不对称性来鉴定断层面节线。

（6）用地震波周期在不同方位上分布的不对称性来鉴别断层面　在断裂由一处沿断层面以一定速度向前传播时，由于多普勒效应，当断裂传播是向着观测点时，则该观测点上收到的地震波周期小；如断裂传播方向是背着观测点时，则观测点上收到的地震波周期就较大。这种效应辅助面上不存在。所以由不同震中方位上地震波周期的差异，也可以决定断层面。

（7）用地震波波谱来决定震源断层面　由于断层面上各点是发射地震波的，而这些波源距观测点的远近和方向是不同的，各点源是以压缩波还是以膨胀波向着观测点发射的情况也不同，所以各点源发出的波到达某一观测点上时其叠加后的波谱特征将与震源断层面的长度、宽度、断裂传播速度以及这个传播方向与向观测点方向之间的角度有关，而不与辅助面有关。因此可由地震台上的波谱分析来判断断层面。

上述方法中，前几种方法比较简单，但不易取得大量资料。而后三种方法是用地震波来进行的，方法虽然比较严格，但是在应用时要有一系列的校正，因之也会带来困难，而且用最后这三种方法时手续比较复杂，有时也会有较大误差。

7．用单台研究震源机制

以上是围绕一个地震有很多个地震台记到纵波初动符号时处理震源机制参数的方法。如果只有一个地震台记到附近许多次地震发来的地震波的初动符号，也可用来研究这一地区的许多震源机制是杂乱的还是一致的。如果比较一致，则还可求出该地区的震源机制参数。

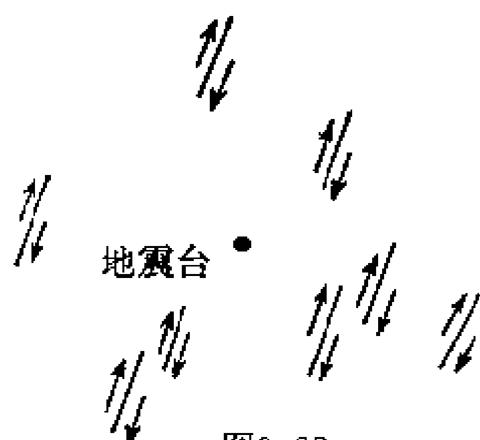


图6-32

设某一地区内曾发生了许多次地震，每次地震的震源机制完全相同，如图6-32所示。对于每一次地震来说，地震台是在不同的方位上记到了纵波初动符号。但由于各次

地震的震源机制完全相同，所以对不同地震记到不同方位上的地震波就如同一次地震在不同方位上记到的地震波一样。这样就可用其符号分布来画节线。具体作法是：首先，对每个地震，求出台地震所记到的地震波的离源方向（包括方位角和离源角）。然后把各个地震的震源重合于一点，相当于一个震源。但各次地震向地震台发出的地震波其离源方向（包括离源角 i_h 和方位角 A_Z）是不同的，所以我们分别把各射线的出地点标在地图上或是把各射线穿过震源球面的点标在吴尔夫网上，并在其旁注上地震波离源时的初动符号。如果地震足够多，则上述初动符号的分布也就多。在此基础上我们就可画节线。如符合四象限分布，则说明所研究的地区内地应力状态是均一而稳定的，或者说地下的发震构造系统具有同一方向。如果初动符号分布紊乱，则说明所研究的地区应力分布图案比较复杂，或是地下的发震构造方向是多样的。

第五节　震前主应力方向的推断

在地震发生时，由震源地方发出的 P 波初动方向是最容易确定的。在画出 P 波节线后，人们很想知道地震前震源地方的主应力方向是什么，以便与区域地质构造、地震活动的时空分布以及各种前兆观测相对比。但是关于求震前主应力方向的问题还有争议，现分别介绍不同的观点。

1. 最大剪切面为断层错动面的观点

设想地下岩体是均匀的，当其在某方向受到压力或张力后，其内部不同平面上的正应力 σ_n 和剪切应力 τ 可表为：

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2\alpha + \sigma_3 \sin^2\alpha \tag{6-36}$$

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha \tag{6-37}$$

式中的 σ_1 为最大主应力，σ_3 为最小主应力，α 为所讨论的平面与最小主应力方向之间的夹角，如图 6-33 所示。在这里我们规定压

力为负，张力为正。还应指出的是在图 6-33 中的任何一点上，如果其应力处于平衡状态，则在互相垂直的平面上作用着的剪力必须相等，因之是双力偶力系。在(6-37)式中，如果 $\alpha=45°$，则剪应力最大。所以在受力的岩体中，与最大主应力或最小主应力成45度夹角的平面为最大剪切面（图 6-34）。如果假定断层错动是沿着最大剪切面的，则反过来可以说，与断层错动面成45度夹角的方向上就是最大主应力和最小主应力的方向。如图 6-35 所示，正号象限的主应力为主张应力，即最大主应力的方向；负号象限的为主压应力，即最小主应力的方向。与纸面垂直的则为中等主应力的方向。由于最大主应力和最小主应力各与断层面节线和辅助面节线夹 45 度角，所以不鉴定两条节面中那一条是断层面，亦可求出最大主应力和最小主应力的方向。现在分别介绍在地图上和在吴尔夫网上由两条 P 波节线求解主应力的方法。

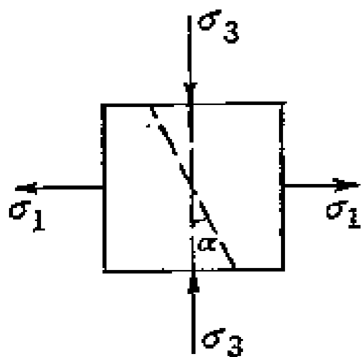


图 6-33

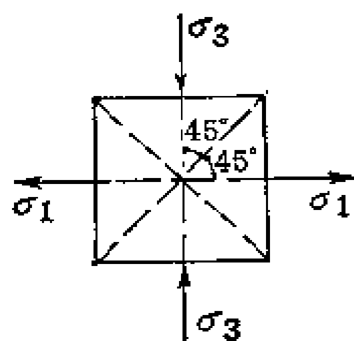


图 6-34

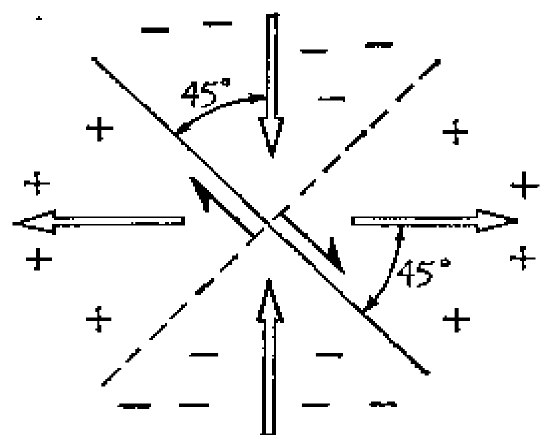


图 6-35

（1）在地图上的方法　在地面上画出了两条节线后，可以求得两个可能的错动方向。这两个方向在空间决定了一个平面，最大主应力和最小主应力即在这个平面内，中等主应力与此平面垂直。因之在求主应力时必须先得出此平面。

对于平推断层来说，两个可能的错动方向皆在水平面内，即与地面平行，所以此时的最大主应力和最小主应力方向也在水平面内。按图 6-33 和图 6-34 所示的原则，最大主应力和最小主应

力的方向是在两条节线之间的交角的等分线上。由于平推断层的两个节线互相正交，且交点在震中，所以等分线可容易画出，如图6-36所示。在正号波区为主张应力，即最大主应力；在负号波区为主压应力，即最小主应力。

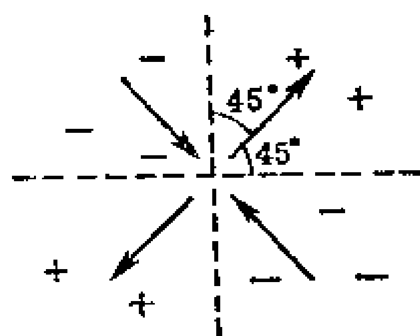


图6-36 平面图

对于断层面直立的正断层（或逆断层）来说，一个可能的错动方向为铅直线方向，另一个可能的错动方向为水平方向，两者所决定的平面即为铅直面，最大主应力和最小主应力的方向即与通过震中和震源的铅直面成45度角的方向上，如图6-37所示。至于中等主应力则位于水平方向上，它是两个节面的交线。

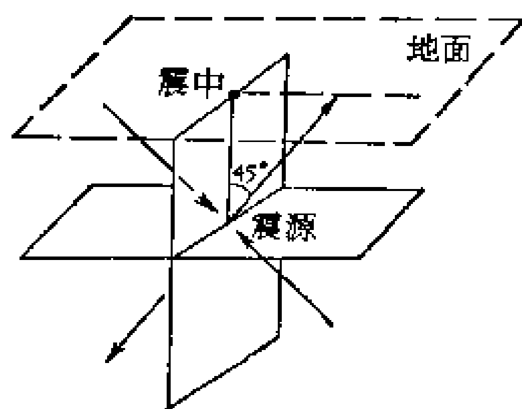


图6-37 立体图

对于断层面是倾斜的、既有平推错动分量又有沿倾斜方向错动分量的震源来说，其主应力方向的决定稍复杂一些，但原则是一样。即首先求出两个可能的错动方向在地面上的出地点图6-38中的F_1和F_2点。然后通过F_1和F_2点作一条直线，这条直线即两个可能的错动方向所构成的平面与地面的交线。由于最大主应力和最小主应力在上述平面内，所以其出地点也应在通过F_1和F_2的直线上。至于在这条直线上的哪一点，则可由以下具体分析求出，如图6-39所

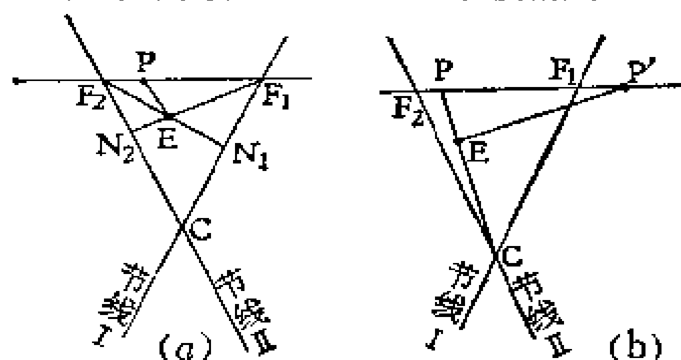


图6-38

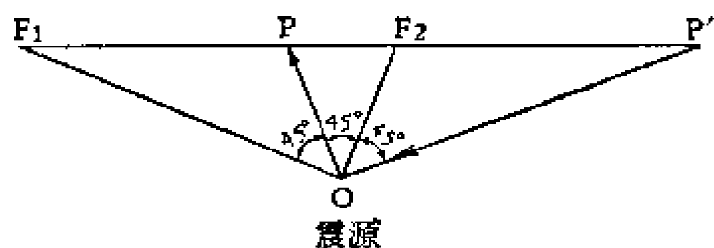


图6-39

示。图中的$\overrightarrow{OP}$为最大主应力方向，$\overrightarrow{P'O}$为最小主应力方向。为了求得P点和P'点的位置，只要求得F_1至P点的距离。按照简单的三角运算可知：

$$F_2P = \frac{F_1F_2}{1+\sqrt{\dfrac{EF_1 \cdot N_2F_1}{EF_2 \cdot N_1F_2}}} \tag{6-38}$$

$$F_1P = \frac{F_1F_2}{1+\sqrt{\dfrac{EF_2 \cdot N_1F_2}{EF_1 \cdot N_2F_1}}} \tag{6-39}$$

在图6-38中，C点是两条节线的交点，也就是中等主应力方向的出地点，它是已知的。由于震源地方三个主应力轴是互相垂直的，所以最小主应力轴的出地点P'必在这样两条线的交点上，一条线通过F_1和F_2所作的直线，另一条线通过震中E对PC线所作的垂线，如图6-38(*b*)所示。当P，P'和C三点已知后，由震中向其作连线，每条连线与正北方向之间的夹角就是这三个主应力方向的方位角。从EP，EP'和EC的长度与震源深度之比可求得三个主应力方向与铅直线之间的夹角。如P点在负号波区，则为主压应力，此时P'则为主张应力。

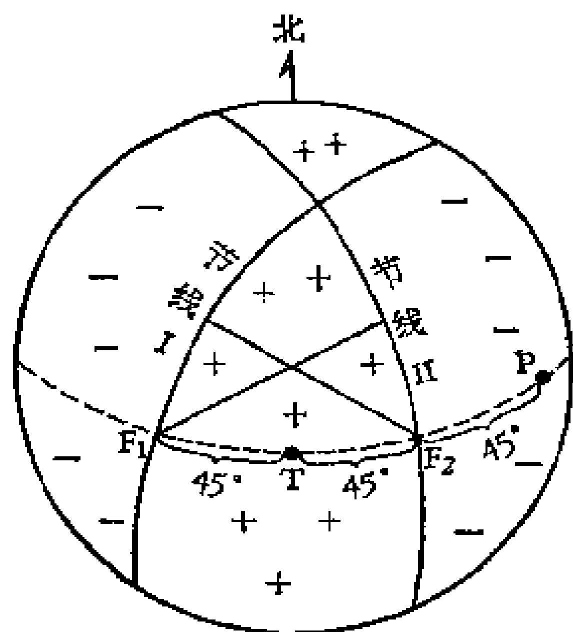


图6-40

（2）在吴尔夫网上的方法

在吴尔夫网上画出了两条节线后，则联接两个可能的错动方向的投影点F_1和F_2即可得一大圆弧（图6-40中虚线弧）。沿此虚线弧由F_1（或由F_2点）加45度即得最大主应力或最小主应力的方向。若位于正号波区的为主张应力方向，以T表示，若位于负号波区则为主压应力方向，以P表之。

2. 最小强度面为断层错动面的观点

对于均匀完整的岩石来说，其错动面的位置应在错动阻力最小的面上。

在岩石受应力的情况下，其内任何平面上的剪应力 τ 和正应力 σ_n 由(6-36)式和(6-37)式表示。由此两式可知，在与最小主应力(即主压应力)夹不同角度的平面上，其剪切应力 τ 和正应力 σ_n 是不相同的。在 $\alpha=45°$ 时，剪切应力最大。对于在岩石中产生破裂错动来说，(6-37)式所表示的剪切应力是主要动力，它迫使岩石发生破裂。

另一方面，岩石内的不同平面上也存在着阻止破裂错动的力，这个力称为总阻力，用 τ' 来表示，它由两项组成：

$$\tau' c = +\mu\sigma_n \tag{6-40}$$

式中 c 为岩石的粘结力，它是岩石的基本强度，μ 为内摩擦系数。一般来说，这两项在均匀的岩石中各处是相同的。然而 σ_n 这一项，如(6-36)式所述，它在与最小主应力夹不同角度的平面内却是不同的。因之，总阻力 τ' 在不同的平面内也是不同的。

进一步的问题是究竟在与最小主应力(最大压应力)之间夹什么角度的平面上先发生破裂错动呢？对此，有这样一个准则，即 τ 最接近 τ' 的那个平面，也就是 τ 与 τ' 之差最小的那个平面是破裂错动的平面。对于这个平面与最大压应力之间的夹角可用以下的方法求得。

先写出 τ 与 τ' 之差值：

$$\tau' - \tau = c + \mu(\sigma_1\cos^2\alpha + \sigma_3\sin^2\alpha) - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\sin 2\alpha \tag{6-41}$$

求$(\tau' - \tau)$的最小值，就是把(6-41)式对 α 角微分，并使

$$\frac{d(\tau' - \tau)}{d\alpha} = 0 \tag{6-42}$$

最后可得到

$$\tan 2\alpha = \frac{1}{\mu} \tag{6-43}$$

由这个公式可知，断裂错动的面并不在最大剪切面上，即不在与主压应力成45度夹角的平面上，反过来说，与断层面成45度夹角的方向上并不是主压应力的方向。

由(6-43)式可知，当断层面为已知，如果又知道α角，则最大压应力方向就可知道。由(6-43)式可知，α角是由摩擦系数μ决定的；而不同地区地壳内岩石的μ值，按照拜厄里的研究，高围压下的干花岗岩的摩擦系数可用下式表达：

$$\mu = 0.6 + \frac{0.5}{P} \tag{6-44}$$

式中P为断层面上的正压力，以千巴为单位。如令P为断层面所处深度上的流体静压力，则对于10—30公里深度的震源来说，其摩擦系数约为0.6—0.8，将此值代入(6-43)式，则

$$\alpha = 25^\circ—30^\circ \tag{6-45}$$

这一结果是与许多作者直接给岩石加压而产生的断裂错动的位置相符合的。所以当我们由P波节线知道了断层面后，就可求得主压应力的方向。

当最大压应力方向(主压应力方向)求得后，由于最大张应力(主张应力)与它垂直，所以最大张应力方向也就可求得。至于中等主应力，则仍是两个P波节面的交线，它是与主张应力和主压应力垂直的。

在地面上由两条$\overline{P}$波节线求最大压应力方向的出地点P时，首先把断层面的节线肯定下来，也就是把真正的断层错动方向确定下来，然后在地面上由错动方向的出地点沿F_1F_2的直线加一角度α，即得最大压应力方向，如图6-40所示。P点即在断层面节线的负号波一侧。如果P点在F_1点的内侧(图6-41)，则P点距F_1点的距离为：

$$F_1P=\frac{F_1F_2\tan\alpha}{\tan\alpha+\sqrt{\frac{EF_2\cdot N_1F_2}{EF_1\cdot N_2F_1}}}\tag{6-46}$$

当 $\alpha=45°$ 时，(6-46)式就变为(6-39)式。如果P 点在 F_1 点的外侧，则

$$F_1P=\frac{-F_1F_2\tan\alpha}{\tan+\sqrt{\frac{EF_1\cdot N_2F_1}{EF_2\cdot N_1F_2}}}\tag{6-47}$$

当 $\alpha=45°$ 时，(6-47)式变为(6-38)式。

至于求最大主应力方向的出地点 T，则可根据三个主应力方向正交的原则，按图 6-38(b)的方法求得。

在吴尔夫网上求最大压应力方向比较简单。当断层面节线也就是错动方向确定后，则可由错动方向的投影点(例如图 6-40 中的 F_1 点)沿虚线圆弧加 α 角即得。这个点应在负号地震波区内。当最大压应力的投影点知道后，沿图 6-40 中的虚线圆弧加 90 度即得主张应力轴 T 的投影点。至于中等主应力轴则为两条节线的交点。

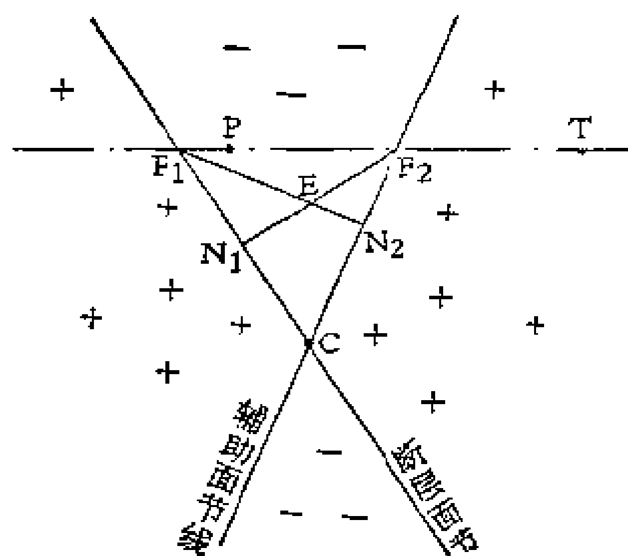


图 6-41

3．断层错动沿旧断裂面的观点

这个观点认为地壳是很不均匀的。在漫长的地质时期中，造成了许多断裂面，在这些断裂带上岩石强度较小。因之不管压力或张力方向与旧断层面成什么夹角，其沿旧断层面方向上的分力 F 和 F' 将首先使老断裂面发生错动，如图6-42所示。这样虽由地震波初动求得了断层面，但还不能求得最大压应力和最大张应

力的方向。因为这种观点认为，由两个可能的错动方向之间夹角的等分线所求得的主应力并不是震源区震前作用的主应力，也不是区域的主应力，而是相当于发射波的主应力。或者是已释放了能量的那部分形变中所具有的主应力。按照这个观点，则认为决定震源地方的断层面是最主要的，与其夹45度的方向就是主应力方向。如果某一区域地下存在着许多平行错动的软弱面，则主应力的方向也自然很规则。但不能因这种主应力方向较规则就认为它就是这个区域的主压应力方向或主张应力方向。

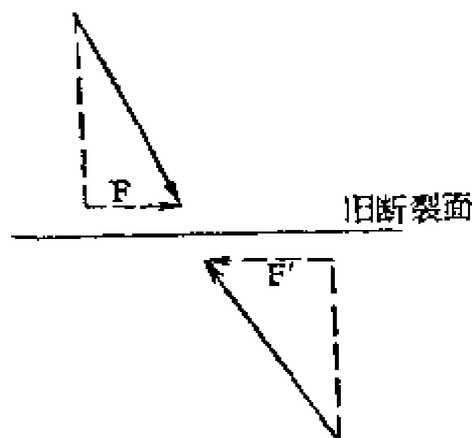


图6-42

按照这种观点，当老断裂带两侧的岩块发生平推运动时，则在一些阻塞地段会储存应力，一旦应力达到断裂面上的阻力后，断层就发生错动和地震。在这种情况下，与断层面成45度角的方向上符合由地震波初动求出的主压应力和主张应力的方向。但此时的构造运动并不是沿这个主应力方向挤压和伸张，而是平推的。所以由P波节线按45度的关系所求得的主应力方向是不能代表震源地方和全区的主应力方向的。

在求解震源机制时，有人认为求所谓的主应力方向比求断层面更有意义，实际上它们只是同一问题的不同表示方法。

根据以上三种观点，可见由地震波初动求震前应力场的问题现在还没有解决。

还应指出，如果在两个巨块的交界带上求得了一次地震的错动方向。此时只能说这两个块体相对运动的方向，而不能说它们绝对运动的方向。因为假使它们都向同一方向运动，但因两块体的运动速度不同，产生差异运动，也会造成震源地方的断层错动。

第六节　关于错动幅度和断层长度

震源地方的错动幅度和断层长度在一些实际问题中是很值得

表 6-2a 震级与震源断层长度公式表

震级M与断层长度L	提　出　者	备　　注
$M=0.98\log L-0.75$	陶契尔，1958	1.由10个地震统计得出的公式 2.适用于6级以上的地震 3.L以厘米为单位
$M=0.76\log L+2.27$	饭田，1965	1.由60个地震统计得出的公式 2.适用于6级以上的地震 3.L以厘米为单位
$M=1.06\log L+0.23$	普来斯，1967	1.半经验半理论公式 2.L以厘米为单位
$M=1.6\log L-3.5$	普来斯，1967	对6级以下的地震适用
$M=3.3+2.1\log L$	中国科学院西北地震考察队，1965	1.利用中国和中亚地震 2.适用于6.5级以上地震 3.L以公里为单位
$M=1.9\log L-6.7$	布隆恩和魏氏，1968	对3—6级地震适用
$M=3.6+2\log L$	舍巴林，1971	L以公里为单位
$M=3.3\log L_Z+2.7$	舍巴林，1971	L_Z为震源在铅直方向上的线度以公里为单位
$M=2.2\log L+2.0$	舍巴林，1971	1.L以公里为单位 2.这个公式的L是用余震面积长轴求得
$M=3.3+1.7\log L$	魏德曼等，1967	L以公里为单位
$M=3.8+2\log L$	宇津德治	用余震面积求的

研究的，例如在讨论地震强度和地震孕育时间以及估计震源地方的热效应时。对于求错动幅度和断层长度的问题，地震波资料是比较有用的，因为地震波直接来自震源。但是用地震波求这些参数是比较复杂的。当地震发生时，需要估计其错动幅度和断层长度可使用下面列举的一系列经验公式（表 6-2），这些公式有的是从地震波资料推得的，有的是从地面断裂资料推得的。

表 6-2b 震级与震源面积和错动幅度表

公式	提出者	备注
$M=2.78\log D+0.1$	塔吉克地震考察队	按地震波观测求出震源地方临界变形的体积而推出，D为错动幅度，以厘米为单位
$M=2.70\log D-0.63$	同上	
$M=0.53\log LD+2.57$	陶契尔，1958	L：断层长度，D：错动幅度（以厘米为单位）
$M=0.53\log LD+2.73$	饭田，1965	
$M=0.44\log LD^2+2.22$	诺波夫，1968	1.根据理论和实际资料求得公式 2.适用于5.5—8.5级地震
$M=0.59\log LD\omega-2.13$	布隆泥，1963	1.用实际资料和位错理论求得公式 2.适用于3—6级地震 3.ω为断层宽度
$M=0.71\log LD\omega-3.94$	布隆泥和魏氏，1968	对帕克费尔德地区适用（3—6级范围）
$M=0.59\log L\omega-0.23$	拜尔克亥莫尔，1962	
$M=(0.97\pm0.10)\log LD-(1.51\pm0.85)$	钦尼来，1969	
$M=(0.57\pm0.06)\log LD^2+(0.84\pm0.56)$	同上	
$M=(1.32)\pm0.16\log D+(4.27\pm0.32)$	同上	此公式的线性较好，它适用于3.4—8.3级范围内的地震
$M=1.04\log D+4.96$	同上	对于大地震适用
$M=(1.67\pm0.36)\log L\omega-(14.51\pm4.31)$	同上	
$M=(0.79\pm0.06)\log LD\omega-(4.74\pm0.86)$	同上	
$M=1.92\log D+2.4$	1973	根据中国及邻近中国的资料

第七章　地震预报

由于地震灾害的严重性，地震预报就自然地成为一个关系到国民经济、国防建设、人民生命财产的重要问题。本章中主要是介绍地震区域划分、根据前兆进行地震预报以及一些统计预报的知识。最后叙述一些有关触发地震的可能因素。

强烈地震的发生不是偶然的，它有自身发生发展的规律；同时，地震的发生也不是孤立的，它与许多事物有着相互联系和相互依存的关系。研究地震发生、发展的全过程，研究其与他事物的相互联系又相互依存的关系，研究地震发生的内因和外因，以便求得地震发生的规律，迟早是一定能够预报地震的。

我国地震预报的研究，主要是在1966年邢台地震以后才广泛地开展起来的。到现在虽然时间不长，但已经取得不少的进展，也取得了比较好的经验。这些成绩的得来首先是伟大的毛泽东思想的指引，党和政府的关怀和中央首长的多次指示下取得的。

无论是作为长期地震预报的地震区域划分还是根据地震前兆现象进行的短期预报，都尚在研究发展中。下面，根据几年来的工作结果先谈谈地震区域划分问题。

第一节　地震区域划分

地震预报是指对地震发生的时间、地点和强度的预报。地震区域划分则是用地质、地震和历史资料等方法对地震发生的地区和强度的预报，对时间的预报是很粗略的，通常只是预报在一、二百年内某处将要出现的最大地震。

这种预报虽然不能指出地震发生的确切时间，但其意义亦是很大的。例如对于铁路、桥梁、水库等大型的建筑物、结构物等；对

于这些工程即使我们能够很准确地指出明天要发生强烈的地震，亦很难对它们采取措施给予加固。因此，我们关心的是在这些建筑物、结构物的寿命期间内(一般在一、二百年内)会遭到的最大地震是多大，以便事先把它们修得坚固一些。显然，这种预告对国民经济和国防建设来讲是很重要的。国家可以根据这种预报对城市工业、交通等作出更为合理的部署。

1. 地震区域划分的地质学基础

地质学根据发现的各种生物化石，将地质历史划分为若干时期。大的地质时期为代，代分为纪，纪又分为期(表 7-1)。最老是太古代，相应的地层中还没有化石；最新是第四纪，这时已经有人类。表 7-1 中的每一个纪所包括的时间间隔是很长的，如第四纪即大约有一百万年，其它的纪则更长得多了。这是地质学的特点，也是

表 7-1 地质时期表

代	纪	纪的延续时间 (以百万年为单位)
太古代(Ar)	前震旦纪(Anz)	
元古代(Pt)	震旦纪(Z)	
古生代(Pz)	寒武纪(∈)	65
	奥陶纪(O)	45
	志留纪(S)	35
	泥盆纪(D)	35
	石炭纪(C)	50
	二叠纪(P)	40
中生代(Mz)	三叠纪(T)	35
	侏罗纪(J)	40
	白垩纪(K)	40
新生代(Kz)	第三纪(R)	70
	第四纪(Q)	0.5—1

地质学和地震学在时间尺度上的最大差别。

对于半径为六千多公里的地球来讲，地震发生在地球的最上层，特别是大多发生在地面下60公里的范围内，这就和主要是研究地球外壳的地质学有着密切的联系。由于地质学的时间尺度很大、也很粗，因而用地质学的方法只能研究在极长的时间内地壳构造运动总体的宏观发展趋势。几百、几千甚至几万年的时间亦不过是地质历史的“一瞬间”。因此，从地质学的角度来看，构造运动在人类历史时期内的情况，相对来讲，可以认为是恒定的。

由于各地构造发育的条件不同，因而在不同地方的构造运动，其强度亦有差别。总的说来很老的构造运动（比如震旦纪的）则因离现代太久，关系自然很小，而新生代特别是第四纪以来的构造运动——即新构造运动与地震发生的关系较为密切。

如果由于近代或继承性的构造运动，使二毗邻的地区，其一剧烈上升，另一地区则相对剧烈下降，叫做二者的差异运动强烈，二者边界处是差异运动强烈的地区，这些地区常常是发生强烈地震的地方。这些地方常常表现为一边是壁立的高山、一边则是宽阔的平原，我们称这些地方的地形对照性很大。如华山、秦岭与关中平原，喜马拉雅山与印度恒河平原等。特别是自第四纪以来差异运动强烈的地方，常常也就是发生强烈地震的地方。典型的例子如1556年关中平原发生8级地震；1934年喜马拉雅山南坡下印度、尼泊尔边境发生8.4级地震；1950年又在我国西藏察隅地方发生了8.5级的地震。这是因为差异运动强烈的地区，地下岩层所受到的剪切应力很大，随着时间的推移，剪切应力逐渐增加，当剪切应力的强度超过岩石的极限强度时，岩层便产生破坏，从而产生地震。因而强烈的差异运动是发生地震的重要标志之一。某些大构造的接触地带、强烈隆起和拗曲的边缘地带、断陷盆地及地堑构造的边缘等，常常是差异运动强烈的地区。

新构造运动的研究可以有很多内容。例如可以举出：第四纪断层、第四纪火山、温泉的分布、河流支流的不对称形态、河流水系的变迁、山前洪积扇的变迁及重叠形态、各地接受沉积物的差异、

夷平面高程的差异、河流两岸阶地高程的变化、大型的崩塌与滑坡、海岸线的升降等等。由于这方面的问题已属地质学的内容，这里就不讲了。

地球上发生新断裂时，当然可以产生地震，然而，看来大量的地震却是和老断裂的重新活动有关。因此研究近代还在活动着的大断层，对于预测地震的发生，具有很重要的意义。

山东沂沭断裂带，亦称郯城-庐江断裂带，可能自震旦纪以来即已存在。燕山运动初期(即侏罗、白垩纪)特别活动。在临沂南有第四纪的海相沉积物，表明第四纪以来尚有相当强的活动。就在这里发生了 1668 年 8.5 级的郯城-莒县地震。此次地震死亡二万余人，为我国著名大地震之一。其破坏范围包括山东全省，河北、河南、安徽、江苏的部分地区，直到长江以南的宣城一带仍有破坏。

陕西华山下的秦岭北缘断裂带，自古生代以来即已存在，后期又有多次活动，其南侧，华山高出重云，其北侧，渭河谷中广泛分布着第四纪沉积物，断层陡崖比比皆是，都反映出断层的最新活动。1556 年关中 8 级地震就发生在这里。

在我国西南地区，地震与表面断裂的关系有些地方很明显，不少震中烈度八度(相应的震级约 6 级)以上的地震，它们或者发生在断层上，或者发生在两条以上断层的交汇处，或者是在断层的端点等等。

自然，断层不是都可以在地面上看见的，在地壳内部的断层可能还更多更大，因为强烈的地震常常发生在地壳以内，且为数很多。浅的地震具有严重的破坏性，而较深的地震破坏性较小，甚至常常没有破坏。因此在研究浅震时，即便是地表不可见的断层也是很重要的。上述我国西南的许多地震与表面断裂的关系是很明显的。但这并不是说非表面断裂就不重要。深一些的断裂也可能造成破坏，它们与表面断裂也可能有成因上的联系，也可能性质上差别很大，情况较为复杂。正因为它们不出露于地表，研究起来比较困难，更须要认真查明。

当然，并不是所有活断层都会发生地震，有的断层活动表现为

缓慢的错动——蠕动。这样的断层活动，一般不能积累足够多的能量，因而难于发生强烈地震。

地震发生的强度和频度取决于构造运动的规模、强度和速度，同时，亦取决于地震震源地方岩石的物理力学性质等。由这些条件所决定的地震震源体积的大小，是决定地震强弱的重要因素。我们知道在整个应变区，地震发生前一刻震源处所积累的能量 E_0 可写为

$$E_0 \simeq \frac{\tau^2}{\mu} V \qquad (7-1)$$

式中 τ 为极限切应力，μ 为切变模量，V 是震源体积。根据已有的观测数据，最小的地震与最大的地震相比较，其能量的差别是非常悬殊的。按震级能量关系公式计算如震级为零的地震，其地震波总能量约为 10^{12} 尔格；而震级为 8.5 级的地震，其地震波总能量约为 10^{25} 尔格，这个差别是非常悬殊的。地震震源区岩石的物理力学性质虽然差别也大，但与地震能量的差别比较就小多了。所以地震能量的大小主要取决于震源体积的大小，震源体积大者地震大，震源体积小者地震也小。所以强烈的地震常常和大断裂有关，其原因就在这里。

以上，我们只是着重地讲到了地壳的垂直运动。这并不是说水平运动不重要，实际上对于地震问题的研究，水平运动的重要性，并不亚于垂直运动。在许多场合下，水平运动易于研究，而且有些垂直运动的现象也可能是水平运动的结果。

北美西部的圣安德列斯大断层，它一部分经过陆地，一部分通过海底。断层是右旋的。西盘向西北相对错动。地质学家经过多年的调查研究，一致承认这个断层在约一千万年期间，至少水平错动了 400—500 公里。1906 年的旧金山地震，就是这个大断层突然发生水平错动的结果。地震后的调查表明，有些地方水平位移的幅度达 7 米，垂直位移则是很小。除了这个断层之外，在环太平洋地区，如我国台湾省的台东以及菲律宾、新西兰、南美等地都有规模巨大的平移断层。而且这些地区亦常发生强烈的地震。1920

年6月5日台东断层附近发生过8级强震。

近年来，对发生在我国的许多中强震曾进行了震源机制的研究，结果表明许多地震是以水平运动为主。

由此看来，水平运动与地震的关系是很密切的。水平运动的规模、强度等，可以通过对褶皱、断裂形态的研究去查明，也可以通过三角测量以及地球物理的方法去查明。

一般来讲，单纯的水平运动或单纯的垂直运动是极少的，二者是相伴而生的，不过有主从之分罢了。

工作中常常使用对比的方法，即首先研究已经发生过大地震的地方的地质条件或特征，当积累一定经验以后，再把掌握到的一些规律性运用到那些地质条件和新构造运动特征相类似的地方进行预报。

要注意到，有的地方可能近代构造运动比较强烈，但由于地质方法的尺度太大，还不能在地质现象上反映出来，或者还没有反映到地面上来，甚至地上和地下的情况完全两样亦是有可能的。

为了弄清某地的近代构造运动情况，也可采用别的一些方法，如考古学的方法，水准测量和三角测量的方法等。有时，研究水系的变迁亦是一个很好的方法，看来地面水系的变迁能够比较快地反映构造运动。为了弄清地下深部可能存在的断层的性状和规模，可以研究地震的空间分布，或者用地震测深的方法去查明。

2. 研究现代构造运动的考古学方法

研究地壳构造运动的方法有很多种。其中包括地质、地貌、大地测量及其它地球物理方法。这些方法各有其优缺点。地质方法研究几十万年乃至更长得多的时间内地壳构造运动的过程，对了解地球及其某一局部地区构造发展的总过程有很大意义；但在回答地震预报的时间问题上，则感觉时间尺度太大。因为我们所关心的最多也就是一、二百年内的问题，而这样的时间内构造运动有何特点，地质学是很难回答的。事物的发展是不平衡的，多少万年的平均情况，一般地讲不能代表一、二百年内的情况，甚至亦不能

代表两、三千年的情况。这就是说要用地质学的方法回答地震预报是有局限性的。地貌的方法能够回答几千、几万年内地壳构造运动的过程，但其时间尺度仍嫌过大，且精确度亦不高。大地测量的方法可以做到比较精密，无疑在短期预报问题上，应当很好地发挥其作用，但往往遇到人们积累这种资料的时间过短，而强烈地震的能量从积累到释放的全过程时间较长，现有的资料往往难于研究地震发生发展的全过程。潮汐观测的方法，且不说资料积累的时间不长，而且只有在沿海一带才有其发展的余地；地区的局限性太大。

在某种意义上说，考古学的方法在研究地震长期预报的问题上，有其独特的优点。由史前文化遗址的考察，可以研究较长时间内地壳的升降运动。比如研究旧石器时代、细石器时代、新石器时代的文化遗址，相当于六十万年至几万年的时间，与地质学上的更新世中晚期和全新世相当，时间尺度还是比较大。如像根据中国北京猿人确定的时代距今约25—50万年，时间间隔也太长了。为了研究地震问题应当首先研究有史以来的文化遗址。

一个强烈的地震，其能量的积累时间可能是一、二百年甚至几千年，为了研究地震能量积累的全过程，有必要研究相应的时间内地壳构造运动的全过程。我国有三千多年的地震历史记载，如果我们用考古学的方法调查了几千年内构造运动的发展过程，再把这些年间的地震资料拿来进行对比研究；由于构造运动与地震的发生有密切关系，因而对比同一时期同一地区的两种资料是很重要的。

在许多河谷、盆地和平原中，常常由于下降而不断接受沉积，随着时间的推移沉积物便愈积愈厚。在其继续接受沉积的过程中，常将历代文化遗物埋藏在地下，今天我们发掘古代文物所在的位置，代表当时的地面高程与现在的地面高程相比较，就可知道多少年内该地接受了多厚的沉积物，也就反映了相对下降的情况。说得更确切点就是：根据地层的相互叠压关系及地层中的古代文化遗物确定地层的时代，进一步研究各时代接受沉积物的厚度来判

断地壳下降的相对幅度。

在山区河流切割的地方，常常形成许多阶地。考察各阶地河流相地层中所含的文化遗物，藉助于遗物的年代，便可确定阶地形成的时期，进一步可求得各时期阶地切割的深度，从而反映了该地上升的相对幅度。工作中应注意到磨圆度较大的遗物残件，其时代早于所在的地层，未经磨圆的残件则与所在地层同时；同一层位中，最新的遗物与所在地层的时代相同。下面介绍两个研究升降运动的典型例子。

在山西霍县城东一公里多的赵家庄北涧河上，由于河流的近代切割，形成了两级阶地（图 7-1）。在南岸的阶地陡坎上，地层出露情况极为清楚。从陡坎上可以看到细砂土与砂卵砾石的互层，后者具交错层理，卵石大小不均，磨圆度尚可，为典型的河流相二元结构，显然系古河床的堆积无疑。在最上的砂卵砾石层内（上距地表2.3 米）发现许多陶片及铁器残件，其中有陶豆、陶盆、陶罐、筒瓦、板瓦及铁刀等残件，据鉴定为战国时的器物，因此，最高一层河床相堆积是在战国时期，它已高出现在的河床约 4.9 米，这说明河流在两千多年的时间内切割的深度，反映了这段时间内该处地壳上升的相对幅度。

在赵家庄西 1.5 公里处，北涧河入汾河的地方，有北涧河与汾河共有的一级阶地，在北涧河北岸阶地陡坎上距地表 1.6—1.8 米的砂卵砾石夹灰层中，发现了一些瓷片。灰层中有两片瓷片相距约 20 厘米，两片瓷片可以嵌合起来而复原为一瓷碗。据鉴定为元初瓷碗。根据瓷片未经磨损、且可以复原，以及地层明显的水平层理等看来，瓷片未经过搬运；因而瓷片与所在层位是同时代的。此一级阶地高约 2.9 米，即是河流自元代以来下切的深度。但河流即使不下切，也可以有河漫滩相的细砂土沉积，故地壳的抬升幅度，最好是比较古河床（相应的砂卵砾石层顶部）与今河床的高差求得，结果得到自元初以来，第一级阶地的切割深度为 1.8 米。

以上资料表明，战国以前，霍县县城附近不断接受沉积，战国以后又接受沉积，但随即因地壳抬升而使河流下切，遂形成了现在

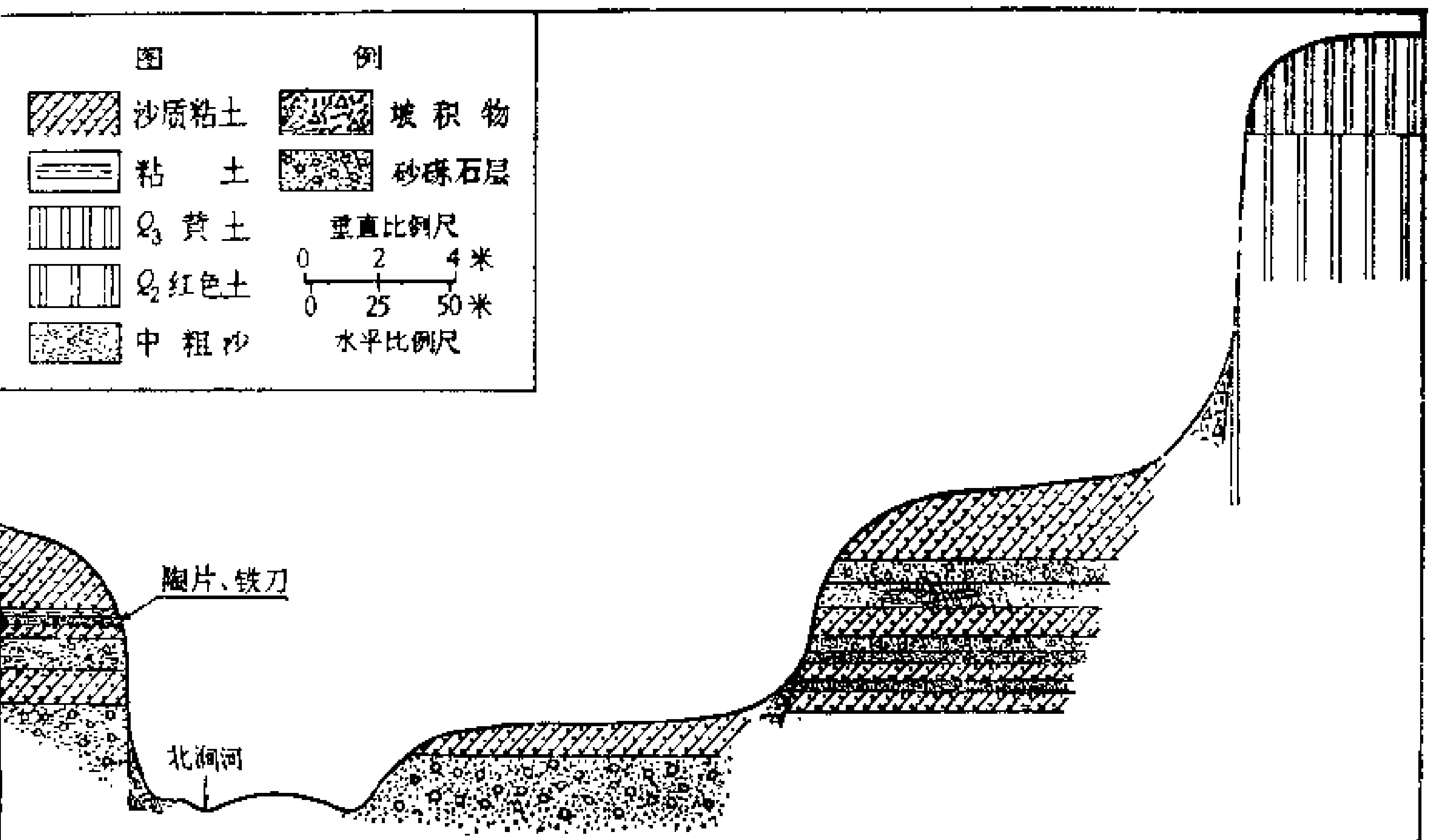


图 7-1 霍县赵家庄北涧河阶地剖面

的第二级阶地。直到元初地壳再次抬升，又形成现在的第一级阶地。

霍县位于临汾盆地的北端，盆地内历史上曾经发生过许多地震。其中有周贞定王三年(公元前466年)地震，历史记载：晋空桐震七日台舍皆坏，人多死。空桐已无考，但晋国的都城在今侯马附近，地震可能就在临汾盆地内。又公元前231年临汾、汾阴一带地震，历史记载：台屋墙垣大半坏，看来此次地震与1303年大震时强烈破坏范围大体相当。以上两次大震以后，直到1303年8级大震前后，才又发生1291年临汾的6.5级地震，1695年临汾的7.5级地震。中间的地震都比较小。公元前466年地震正是战国时期，公元前231年是秦始皇16年；回顾前述霍县赵家庄北涧河的阶地，表明正是在战国后不久，该地由接受沉积转为地壳上升，从而使河流下切的时期。元初形成的一级阶地，也大约与1303年8级大震同时。由此可见，现代构造运动与地震的关系是很密切的了。

在山西侯马附近浍河北岸各村，其浅部地层大体相同，今以秦村一钻孔柱状资料为例，以示一般。

6. 0—30厘米　现代耕土。

5. 30—80厘米　浅红黄色砂质粘土，较松散。

4. 80—145厘米　浅棕红色砂质粘土，表层有一些薄片状水平夹层粘土。战国古墓墓口在此层内。

3. 145—330厘米　浅棕黄色粉砂土层，内含钙质结核，中夹一层褐黄色含砂粘土，含腐植质，较硬。

2. 330—400厘米　灰黄色粘土层。

1. 400—440厘米　浅褐黄色粘土，质地较硬。地下水位440厘米。

与丁村、柴庄的标准剖面比较，145厘米以下应为更新世中期(Q_2)的湖相沉积。但缺乏更新世晚期(Q_3)的地层。秦村附近曾经发掘出很多战国时期的墓葬，其墓口在80—120厘米范围内，即柱状剖面的第三层内。汉代以后的墓口则在第二层内。

上述柱状剖面表明在更新世中期以后在更新世晚期，地壳曾经上升，因而未接受沉积，周代前不久才因地壳下降而接受沉积，

但接受沉积的总厚度仅 1.45 米，故判断地壳的下降是缓慢的。

据秦村附近战国、东汉末、唐、宋等时期的古墓资料，编成了秦村附近战国以来接受沉积图。从图 7-2 中可以看出，由接受沉积所反映的地壳下降运动是很缓慢的。

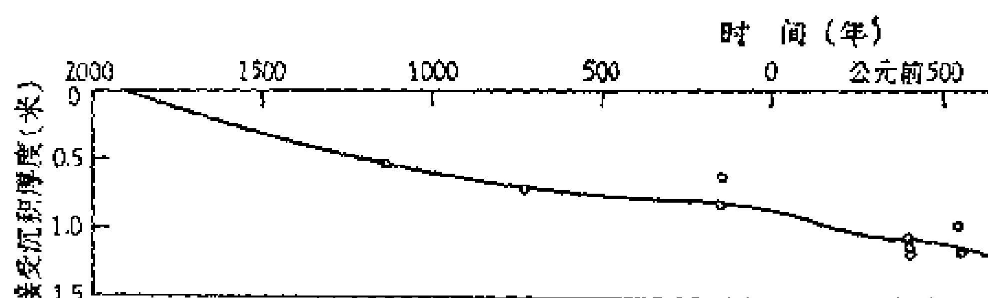


图 7-2 秦村附近接受沉积厚度图

历史地震资料表明，侯马东面的曲沃县，有史以来只记载过 1862 年曲沃、绛县间发生的 5.5级地震；公元 1716 年侯马西面的新绛县发生的六度地震，其余弱震均无破坏。这种不高的地震活动性与本区并不强烈的现代构造运动是一致的。

目前，主要是根据地层的相互叠压关系和地层内所含的文化遗物来确定地层的时代。国内外考古学和第四纪地质的研究工作中，采用测定骨化石中的含氟量等方法确定地层的相对年代。应用树木年轮计算法、植物花粉孢子分析法、冰川季候泥计算法、烧土地磁要素测定法以及放射性碳素含量的分析等方法确定地层的绝对年代，都取得了相当的成绩。为今后广泛的应用打下了基础。

我国幅员广大、历史悠久，为开展运用考古方法研究现代构造运动提供了先天的优越条件。

3. 地震区域划分的地震学基础

在地震区域划分的问题上，地震学有着广泛的问题需要研究。地震带的划分、地震在时间、空间上的活动特征、对地震带上未来最强地震的确定、地震烈度随距离衰减的规律、地震区域划分的原

则与方法等，都需要有一定的认识，方能着手编制地震区域划分图。

（1）地震带的划分　人们常常把地震比较密集的区域划分为一些地震带，乍看起来是简单的，但究竟应当运用什么原则进行地震带的划分，由于对地震发生的过程认识得还很不够，实际上是很困难的。通常是考虑：①地震密集分布的情况，即将地震次数、震中密度或地震能量做统一的考虑；②地质条件，即结合地质构造单元或大断裂系统等来考虑；③也可以把地震机制相似的地震或由统一的应力作用所产生的地震划分为一个地震带。但到目前还无满意的划分方法。

（2）地震的间歇性　地震发生的规律，有些是明显的，如在太平洋地震活动带上，总是有着许多地震发生。进一步的研究表明，地震活动呈现出阶段性，一定时期内地震特别活跃，然后又出现一个较长时期的相对平静阶段，可以称为地震活动的间歇性。一个地震带的地震活动由积累应变的相对平静状态转化到显著活动而大量释放能量的状态，是一个应变积累和释放的全过程。可以将这个过程大体上分为四个阶段。即应变积累阶段、前兆活动阶段，应变大释放阶段和剩余释放阶段。在应变积累阶段，地震活动处于相对平静的时期，地震带内以积累应变为主，这一阶段通常较长。在前兆活动阶段，某些局部地区，应力已达到岩石的极限强度，从而有一些中强地震发生。应变大释放阶段，地震带内的应力普遍地达到甚至超过岩石的极限强度，出现地震带内最强的地震、是地震带最危险的时期。剩余释放阶段，是大释放以后，行将转入下一活动期的过渡阶段，地震活动的时间较短，它是整个活动期的尾声，表示将转入下一活动时期。包括四个阶段的一个完整时期，大约是几百年至一、二千年，新构造运动较强的新疆、西藏为几十年。每一地区活动时期的长短，随各地新构造运动的强烈程度而异。在地震区域划分的工作中，应当充分注意地震活动的间歇性。

（3）地震的重复性　地震常常在一定的地区内发生，那些地区

常称为地震带。在从来没有发生过地震的地方发生地震的事当然也有，但更大量的地震是发生在过去就经常发生地震的地震带内。因此可以说地震在地震带内重复发生。但那些强烈的地震是在地震带内重复发生呢还是在原地重复发生？这还要看各地的具体情况。粗略地说来，地震具有重复性是可以承认的，但地震在时间、空间、强度上究竟怎样重复，还需进一步研究。现就国内外地震重复发生的情况，简要介绍如下。

1751年5月24日智利康塞普西翁城地震。城市完全毁坏，海水也冲入市区，古港口完全失去效用。1835年康塞普西翁再次地震，震前安第斯山的火山非常活动，阿劳科半岛以北的圣玛利亚岛南端在地震时升高了8英尺、中部升高了9英尺、北部升高10英尺以上。1960年5月又发生强烈地震，康塞普西翁城又遭破坏。这是三次地震重复发生的例子。

在厄瓜多尔海岸，西经81.5度，北纬1度的地方，1906年1月31日发生了震级为8.6级的强烈地震。1942年5月14日该处又发生了7.9级的强震。这是厄瓜多尔最强的两次地震。

阿富汗兴都库什一带，经常发生6—6.9级的中深源地震，偶尔也发生7—7.9级的中深源地震。这是一处比较著名的地震源。

在我国震中烈度10度以上的地震在同一地震带上发生的情况是有的。如1303年山西赵城11度地震，1695年临汾10度地震。但10度以上地震在原地重复发生的情况还没有先例。这可能是：强烈的地震积累能量的时间很长，地震还来不及重复发生。亦可能构造运动的强度已经减弱，10度以上的地震以后也没有了。9度地震在原地重复的有如下三对例子(表7-2)。南澳地震是在海边上，震中位置可能还稍有出入。炉霍地震两次的震中都在绰倭村附近。东川地震两次的震中都在紫牛坡附近。更小的地震重复的情况要多些，但历史地震记载，常以县为单位，不易指出更确切的震中位置。河间地震烈度不高，但两次地震的震中烈度和波及范围基本上一致，根据河间地震的深度稍大，按其震级大小也相当于其它浅震的8度。腾冲两次地震都在黄坡村附近。由上

表 7-2 重复地震表

地震时间 年 月 日	地 点	震中位置 东经北纬	震中烈度	备 注
1600.9.29	广东南澳	117.3° 23.5°	9+	
1918.2.13	广东南澳	117.3 23.5	10+	
1811.9.27	四川炉霍	100.3 31.7	9	
1967.8.30	四川炉霍	100.3 31.7	9	
1733.8.2	云南东川	103.1 26.2	9	
1966.2.5	云南东川	103.1 26.2	9	
1512.10.8	云南腾冲	98.7 25.0	8	
1961.6.12	云南腾冲	98.7 25.0	8	
1068.8.14	河北河间	116.1 38.5	7	
1967.3.27	河北河间	116.1 38.5	7	M=6.3

表可以看出各地区地震重复的时间间隔并不一致。西南地区较短、东南次之、而华北最长。看来，这与西南地区构造运动比较强烈有关。

（4）震中迁移 在同一地震带内，强烈的地震跳跃地依次发生，就叫作震中迁移。下面是两个比较典型的例子。

四川康定—甘孜间，自 1790 年以后发生过许多 8 度以上的地震，这些地震成串地排列在北西向的鲜水河断层上，大略呈一直线。这些地震的震中有明显的定向迁移特点（图 7-3）。第一次震中迁移，自 1768 年泸定地震至 1811 年绰倭地震，由东南至西北共历 25 年。第二次自 1892 年乾宁地震至 1910 年甘孜地震共历时 18 年，相应的距离较短。第三次迁移自甘孜 1910 年地震至 1935 年石棉地震共历 25 年。第四次迁移自 1935 年石棉地震至1967年绰倭地震，共历时 32 年。可见震中迁移在甘孜—康定地震带上确有一定的规律。

在图 7-4 中是近一百多年来冀中地区震中迁移的情况。这些地震的大小相差并不大，它们都沿北北东-北东方向迁移。

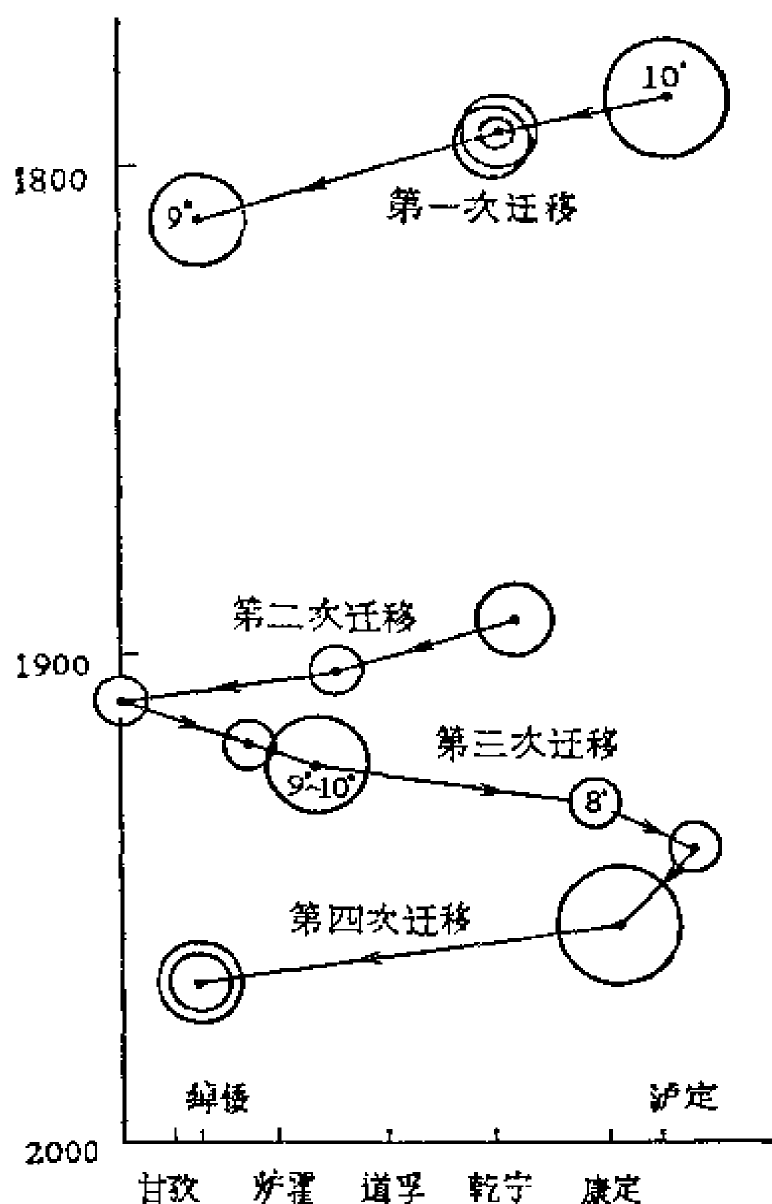


图 7-3　康定一甘孜间震中迁移图

自然以上二例是比较典型的。许多地区震中迁移的现象不明显，只是在一定的时间内，地震在地震带内来回跳动。

在一较大的地震活动带内，由于构造力的作用，已经积累了大量的地震能量，当地震发动时，有可能作如下的情况：地震活动期的第一个强震发生后，地震带内的能量还远未释放完，在其震源的尽头处引起了应力的高度集中，从而促使再次发生地震；另一种情况是第一次地震发生后，该处的地震能量已基本释放完，但就整个

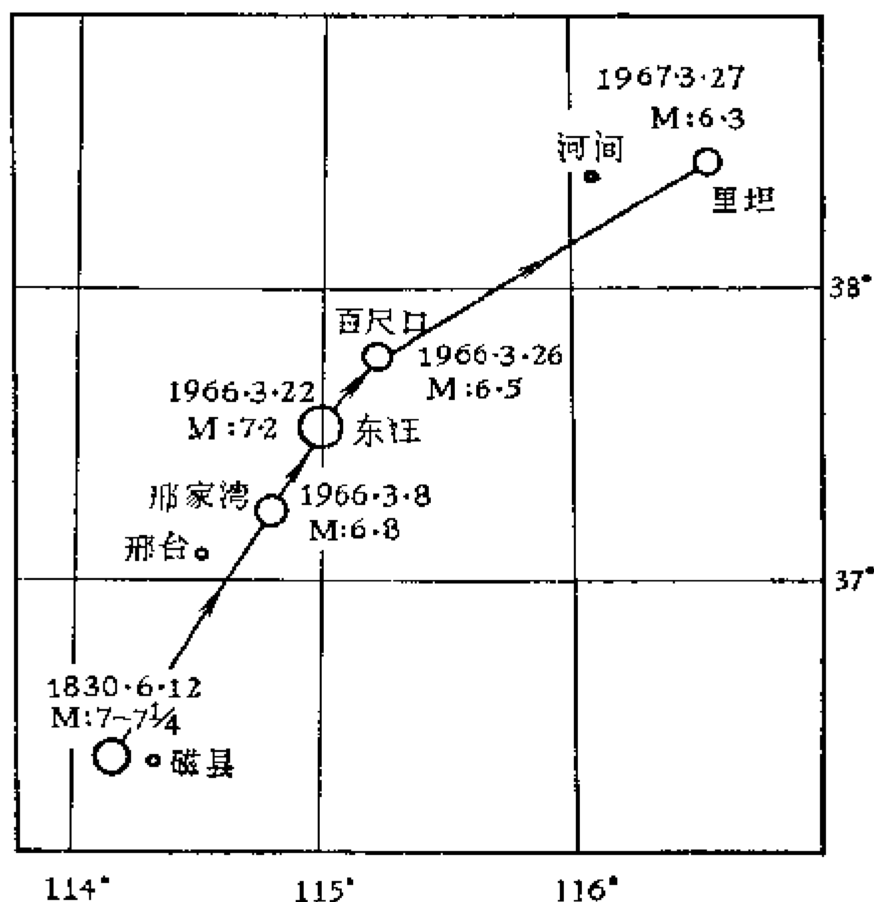


图 7-4 冀中地区震中迁移图

地震带来说能量还未释放完，这时，第一次地震发生的地区，由于岩层已经破坏，实际上已不再能承受应力，而在带内其它薄弱环节上产生应力的高度集中，以致带内另一次地震的发生。前一种情况如 1966 年 3 月 8 日邢家湾地震，3 月 22 日东汪地震及 3 月 26 日百尺口地震。后一种情况如 1830 年磁县地震，1966 年邢台地震和 1967 年河间地震(图7-4)。在前一次地震破裂区端部发生的地震，可能在前一次地震后的几秒、几天甚至几年内发生；要迁移到带内一定距离上的另一地点发生，则需要的时间要长一些。

（5）地震震情的研究　这里要说的主要是大小不同的地震在时间、空间上分布规律的研究。更多的是弱震的研究。具体地说，就是研究众多地震的震源位置(x, y, z)、发震时刻 t 以及标志地震大小的震级 M 或能量 E，这五个地震基本参数间的关系。

震情研究的一个重要方面，是地震的震级与频度的关系。即

是在一个地区内，单位时间内所发生的地震的强度与各强度范围内的地震数目之间的关系。古登堡在研究世界地震活动性时，他发现一定震级区间（如 $M\pm0.05$）内的地震数目 N 与震级 M 有以下关系

$$\log N = a - bM \tag{7-2}$$

以后黎兹尼琴科等在研究苏联中南部地区的地震时，采用单位面积上单位时间内的地震数目 N，用能级 K（$E=10^k$）代替震级 M。于是有

$$\log_{10} N = a - bK \tag{7-3}$$

式中 a、b 为二常数，各地不同。若以能级为 K_0 的地震为标准，令 $N_0 = A$ 作为地震活动性的标志，称为地震活动度。则显然有

$$\log_{10} A = a - bK_0 \tag{7-3}$$

由以上二式立得

$$\log_{10} N = \log_{10} A + b(K_0 - K) \tag{7-4}$$

若分别以 $\log N$ 为纵坐标、K 为横坐标，上式为直线方程，b 为直线的斜率、今记为 γ，对上式去掉脚码 10 则写为

$$\log N = \log A + \gamma(K_0 - K) \tag{7-5}$$

如果根据观测数据已求得 A、γ、K_0，则按(7-5)式可求得各种能级 K 的地震频度，包括强烈地震的频度。但这里还有两个困难。其一是构成方程（7-5）时，常常是根据小地震，对于强烈地震方程(7-5)是否也是线性的呢？这却是一个问题。按方程(7-5)不管多么强烈的地震，其频度都可求得，然而事实上地震的震级 M 还没有等于和大于 9 的。再者，对小地震的观测时间常常不过几年或十多年的时间，也可能这一段时间内的地震正处于比较活跃或平静的时期，总之，观测十来年的小震却要外推一、二百年的大震，根据是不充分的，短短的时间内的观测结果，又不是在一、二百年内所有的地震资料中进行随机抽样，其对于一、二百年内的地震活动性，能有多大的代表性呢？当然也可以观测长时间的 A 值，以了解其变化异常的情况，这种研究仍然有一定价值。在最好的情况下，方程(7-5)需用本地区的强震资料来校核。

通过(7-5)式可以计算各级地震的频度。但地震活动度 A 在某一地区是否为一稳定的值呢？需要观测多长的时间才能得到可靠的 A 值。许多地方的经验表明 $\gamma \doteq 0.43$，其变化不大。

设在一定的时间间隔内观测到能级为 K 的地震总数为 N（称为地震重复率），且将此时段分为更小的几个时间间隔作为单位时间，设第 i 个小时段的地震数目为 N_i 则有

$$N = \Sigma N_i \tag{7-6}$$

N_i 的平均值为

$$\overline{N} = \Sigma N_i / n \tag{7-7}$$

N_i 的标准偏差为

$$\sigma_{\overline{N}} = \sqrt{\frac{\Sigma (N_i - \overline{N})^2}{n-1}} \tag{7-8}$$

平均值$\overline{N}$的标准偏差为

$$\sigma_{\overline{N}} = \frac{\sigma_N}{\sqrt{n}} \tag{7-9}$$

一个测定值的相对偏差为

$$\delta_N = \frac{\sigma_N}{N_i} \tag{7-10}$$

对于给定相对误差为 δ、能级为 K 的地震重复率 N_K 所必须的观测时间 t_K，可用下式计算

$$t_K = \frac{R^2}{\delta^2} \cdot \frac{S_0}{SA} 10^{\gamma (K-K_0)} \tag{7-11}$$

式中S_0为面积单元，如果取100平方公里为单位面积，则$S_0 = 100$，依此类推；S 为研究区的面积；A 是 K_0 级地震的重复率（即活动度）；R 是地震重复率的离散度，它是根据经验引出来的一个量，据观测经验，R 值比较稳定，且 $R \doteq 1.05$。通常 K_0、K、δ 三者是根据研究的需要而指定的，γ 值接近常数 0.45，故引用（7·11)式时，主要是根据 S 和 A 以确定必须的观测时间 t_K。这样一来，我们便知道为了保证所得到的 A 值可靠，从而有指定精度的能级为

K 的地震、其所必须的观测时间 t_K 了。

可以将研究地区划分为许多面积单元，对每个面积单元得到相应的地震活动度 A 值，然后将这些数据填在有关的地图上，再进行内插，可划出等 A 值线图。它可以作为地震区域划分中的重要参考图件，特别是那些强震资料很少的地区。对这样的图，还要注意已知历史强震地区的大量弱震，有可能是强震的余震，它们未必能说明未来强震的发生。

由于计算地震活动度 A 的手续比较费事，故以后发展了累计地震法。其简要意义如下。

设 $N(K)$ 在理论上的连续分布函数为 $N^*(K)$，累计函数 $N_\Sigma^*(K)$ 定义为

$$N_\Sigma^* = \int_{K_1}^{K_2} N^* dK \qquad (7\text{-}12)$$

(7-5)式可改写为

$$N^* = N_0^* 10^{-\gamma(K-K_0)}$$

代入(7-12)式可得

$$N_\Sigma^* = N_0^* \frac{10^{\gamma K_0}}{\gamma \ln 10}(10^{-\gamma K_1} - 10^{-\gamma K_2}) \qquad (7\text{-}13)$$

设地震重复性直线在能量大的一边存在无限大的地震，则有 $K_2 = \infty$，并令 $K_1 = 0$ 便有

$$N_\Sigma^* = N_0^* \frac{1}{\gamma \ln 10} \qquad (7\text{-}14)$$

即累计函数与分布函数只差一常数因子。因此二者在所采用的坐标系中是平行的。实际上 γ 值在许多地方都近似地有 $\gamma = 0.4343$。

若令 $K_1 = K_0$、$K_2 = K_m \neq \infty$，则有

$$N_\Sigma^* = N_0^* \frac{1}{\gamma \ln 10}(1 - 10^{-\gamma(K_m - K_0)}) \qquad (7\text{-}15)$$

K_m 为该地区最大地震的能级。

若令 $K_1 = K - 0.5$、$K_2 = K + 0.5$，则有

$$N \cong N_{\Sigma}^{*}\Big|_{K-0.5}^{K-0.5} = N_0^{*}\frac{10^{-\gamma(K-K_0)}}{\gamma\ln 10}(10^{0.5\gamma}-10^{-0.5\gamma})$$

$$= N^{*}\frac{1}{\ln 10}(10^{0.5\gamma}-10^{-0.5\gamma}) \qquad (7\text{-}16)$$

这是能级为 K 时，在能级一级范围内的地震数。若令 $K=K_0$，则式(7-16)中 $N=N_0\equiv A$。

K级($K\pm0.5$)以上的地震总数 N_{Σ}(包括 $K=\infty$)，可这样求得；令(7-13)中 $K_1=K-0.5$，$K_2=\infty$，便得

$$N_{\Sigma} = N_0^{*}\frac{1}{\gamma\ln 10}10^{-\gamma(K-K_0)+0.5\gamma}$$

$$= N^{*}\frac{10^{0.5\gamma}}{\gamma\ln 10} \qquad (7\text{-}17)$$

由(7-16)和(7-17)两式可得到累计地震总数 N_{Σ} 与地震活动度 A 的比值

$$\frac{N_{\Sigma}}{A} = \frac{10^{-\gamma(K-K_0)}}{1-10^{-\gamma}} \qquad (7\text{-}18)$$

由此可见累计地震总数与地震活动度只差一常数因子。故可用累计地震总数代替地震活动度。而求得累计地震总数是比较方便的，只需在能级 $K\geqslant K_0$ 的震中图上数一遍各面积单元上的地震总数就行了。

以后，黎兹尼琴科等还研究了各地区最大地震附近一定范围内的地震活动度的平均值与相应的最大地震的能级 K 间的关系，试图预报强震。此项工作尚处于探索的阶段，要给出肯定的结论，似乎为时尚早。

(6) 能量释放的蠕变理论　地震发生的弹性回跳学说认为：当应力超过断层面间的阻力或岩石的强度时，断层两侧的岩石就突然发生滑动或破裂而造成地震。这种滑动或破裂称为回跳。地震在发生的过程中，岩石所积累的应变能不是一次释放完毕，而是

逐步释放的。伴随各次应变能的释放，便产生一系列地震。

假定地震前，在震源体积 V 内，平均弹性应变为 ε_1，岩石所积累的应变能 E_0（以尔格计）可写为：

$$E_0 = \frac{1}{2}\mu V \varepsilon_1^2 \tag{7-19}$$

式中 μ 是岩石的弹性常数。地震时能量 E_0 的一部分 P 转换为地震波能量，于是有地震波能量 E 的公式：

$$E = \frac{1}{2} P\mu V \varepsilon_1^2 \tag{7-20}$$

对于一个指定的断裂，μ、V 是常数，进一步假定同一断裂上的地震，P 也是常数，于是可将上式写为

$$E = c^2 \varepsilon_1^2 \tag{7-21}$$

若地震时岩石的应变减少到零，则所积累的弹性应变 ε_1 等于应变回跳的增量 ε，即 $\varepsilon_1 = \varepsilon$，故有

$$E = c^2 \varepsilon^2 \tag{7-22}$$

式中 $c^2 = P\mu V/2$，上式开方得$\sqrt{E} = c\varepsilon$。所以对指定的断裂，地震波能量的平方根是与产生地震的弹性回跳的应变成比例的。设

$$S = \frac{1}{c_i}\sum_{i=1}^{n}\sqrt{E_i} \tag{7-23}$$

它是一系列地震所相应的应变之和。将 S 对各地震发生的时间绘成曲线，便得到应变释放曲线(即蠕变曲线)。$\sqrt{E}$值可从震级能量公式　$\log E$（尔格）$= 11.8 + 1.5M$ 中，由已知地震震级求得。

当应力作用使应变超过岩石的弹性限度时产生塑性应变，即为蠕变(前进蠕变)。地震后弹性应变立即恢复，剩下的是蠕变部分，它随时间逐渐恢复，称为蠕变恢复。弹性变形、前进蠕变、然后弹性恢复到蠕变恢复的整个过程称为弹性蠕变。

本尼奥夫曾把全球地震作为统一的体系来考虑。作出了1904年以来，全世界发生的震级 $M \geqslant 8$ 的地震的蠕变曲线(图 7-5)。

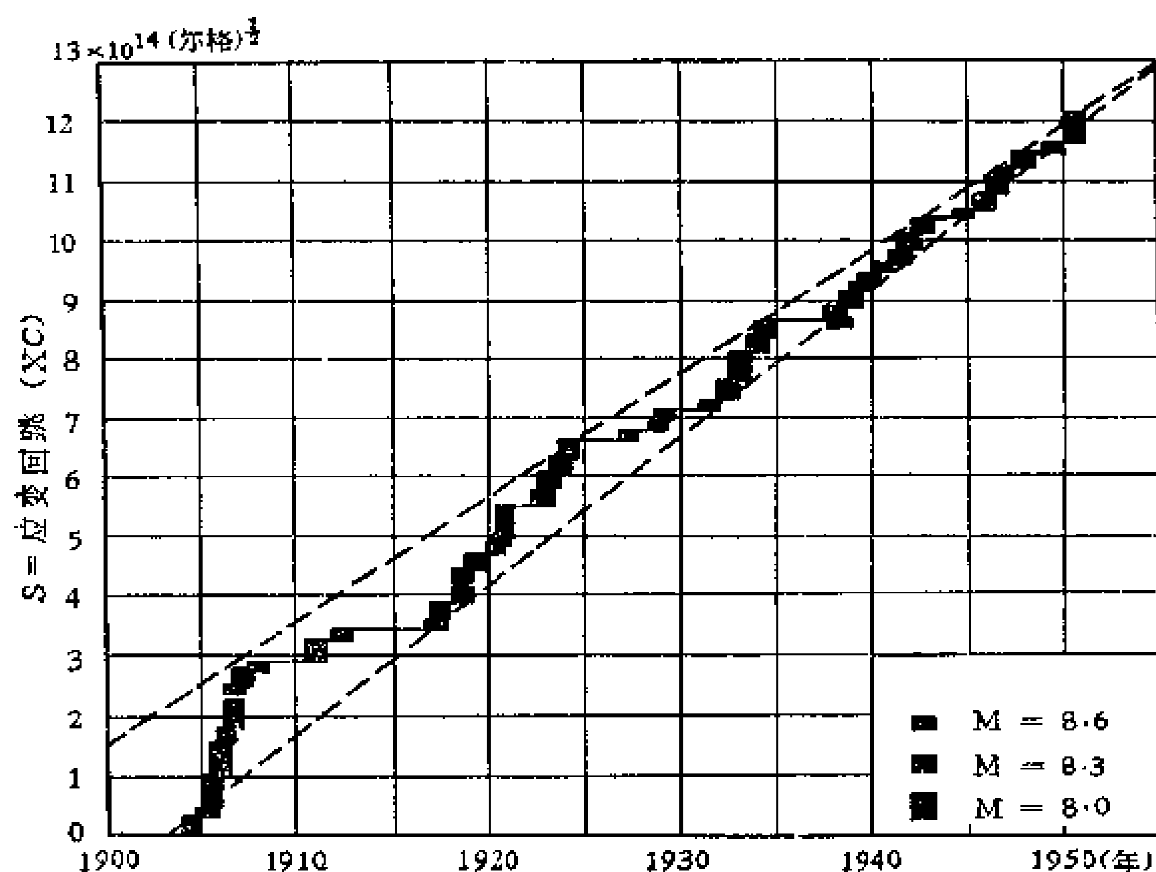


图 7-5　全球浅震蠕变曲线

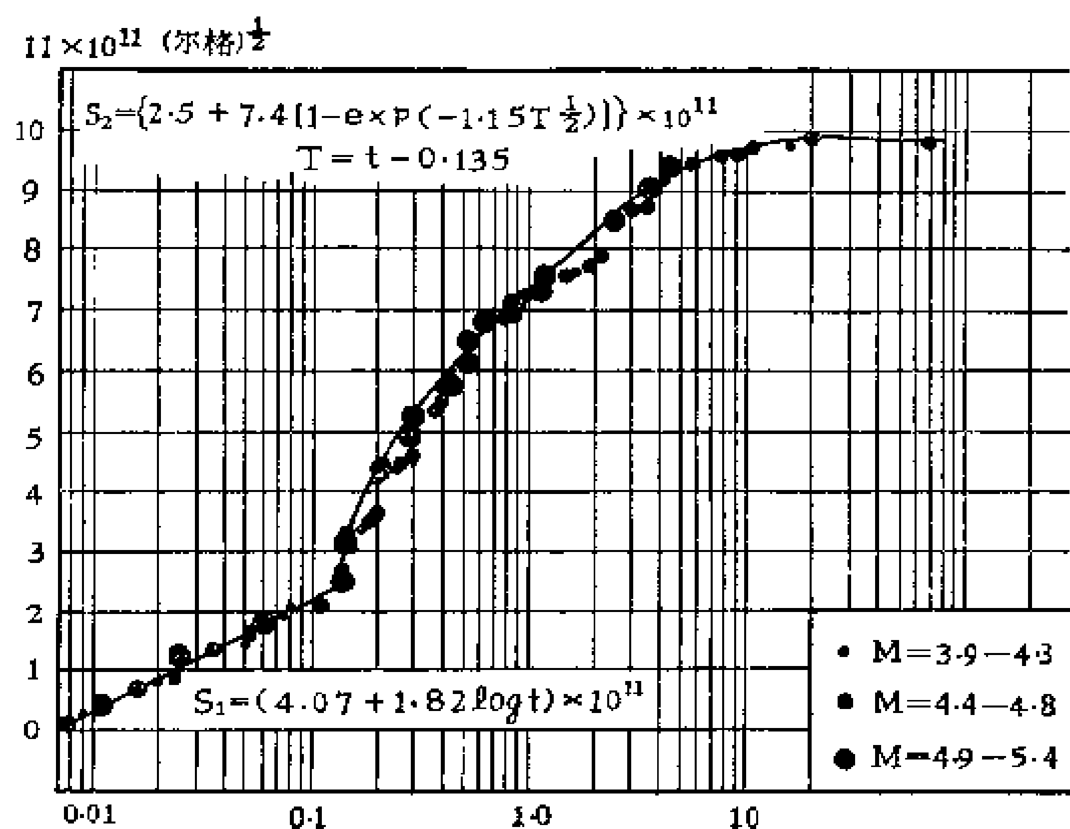


图 7-6　长滩地震余震序列的蠕变曲线

虽然这个序列代表许多 μ 和 V，或许它们的乘积是大体相同的。曲线近于锯齿形，可是它的振幅和周期递减。看来这个震级范围内的地震不是彼此独立的事件，可能有一种全球性的机制存在。

在图 7-6 中是 1933 年 3 月 10 日美国长滩地震（震中位置为 33°34.5′N，117°59′W）余震序列的蠕变曲线。每一地震用一点表示，所有的点分别落在两条曲线上。直线是属于岩石或其它材料的压缩性弹性蠕变所给的一种形式。本尼奥夫认为长滩地震余震的形成可以归因于岩石破裂的弹性后效(即蠕变恢复)。起初是一种压缩性的蠕变恢复，135 天后就以剪切蠕变恢复出现了。

(7) 烈度的衰减　地震区域划分图通常是以烈度表示。而各地烈度的高低,不仅决定于地震的强弱,而且也取决于震源深度、震中距离、地壳内各处岩层的物理性质、地质构造特征以及表土性质和地下水的深度等。这里主要是叙述烈度随距离的衰减情况。

可以统计某一地震区不同强度的地震，其烈度随着距离的增大而逐渐减弱的情况。纯粹经验地得到一些统计结果。但这种办法只适用于地震区内地震的震源深度大体相当的情况。

同时考虑震源深度和距离对烈度的影响，可按第四章式（4-25)采用测定震源深度的量版,同时测定出各地震的深度及烈度递降系数。测定许多地震之后,便可进一步研究烈度递降系数 S 与震源深度 h 的关系，以及各地区 S 值的差异。根据对解放以后五十多个浅源地震的测定结果，表明 S 值多在 1.1—2.8 的范围内，$S>3$ 的情况极少。而且 S 值有随深度加深而增大的趋势。如果将某一地震带内历史强震的烈度递降系数的平均值作为对今后地震的烈度递降系数的预报值，在已知预报的震源深度时，便可按(4-24)式或采用量版算出在不同震中烈度的情况下，其它烈度所相应的等震线半径来。

此外，平原区烈度随距离衰减较慢，山区衰减较快。地震波穿过构造时衰减较快，沿着构造传播时衰减较慢。这些现象常常是比较明显的。但却尚无定量的研究结果。

4. 地震区域划分图的编制

地震区域划分有时又叫地震危险区划分。其成果通常表现为划出一张“地震区域划分图”，图上表示出各地未来的最高烈度值。编制这样的图一般有以下步骤：

搜集研究区内有关构造断裂及新构造、现代构造运动的资料，研究它们与地震的关系。在评定各地段地震危险性的基础上，确定未来的地震地区和强度。

搜集地震宏观和微观资料，编制研究区内的地震目录、地震活动度图等。研究地震发生的一般规律、大小地震的关系等，从而进一步确定未来强震发生的地区和强度。

根据历次强震的等震线图，统计不同强度的地震，其烈度沿着构造、顺着构造以及在山区、平原……随着距离的衰减规律。以便确定那些虽不发生地震，但却受到地震波及的地区的地震烈度。

特别是在确定未来地震发生的地区和强度时，首先应制定地震区域划分的原则和方法。这无疑是很重要的一步，但的确难于给出一个统一的格式。作为例子，可举出1956年地球物理所编制的地震区域划分图。它引用了两条原则，即（1）曾经发生过地震的地区，同样强度的地震还可能重演；（2）地质条件（或称地质特点）相同的地区，地震活动性亦可能相同。前一条是时间上的外推，后一条是空间上的外推。原则是简单的，但近二十年来的实践表明：在我国东部地区所发生的强震，其烈度常超过地震区域划分图所给的烈度；如1966年邢台地震，1969年广东阳江地震等。反之、许多划为高烈度的地区，却没有发生相应的强震。突出地反映了地震区划原则的弱点。这可能是由于没有考虑到我国东部地区地震活动的一些特点。例如东部地区地震时而活动、时而平静，且平静时期有的相当长，因而地震重复时间亦很长。对于西部地区的许多地震，如1960年四川松潘地震、1966年云南东川地震、1967年四川炉霍地震、1970年云南通海地震、1973年四川炉霍地震等，1956年地震区域划分图所给出的烈度则是正确的。这说明在我

国西部地区接受上述区划的原则，大体上是可行的，当然还应当作进一步的修改。

第二节　根据地震来预报地震

地震区域划分图也可以算是一种地震预报。它指出了地震发生的地点和强度，但时间概念却是比较笼统的。如果能够根据强烈地震前出现的各种地震前兆现象进行预报，相对地说其时间概念则要确切一些。

探索地震前兆有许多途径。采用水准、三角测量，运用连通管、倾斜仪等，可以进行强震前地形变的观测，以查明强震前地形变的异常变化。观测地下水位、水温、水质(包括水氡)等在临震前的异常，亦可用以预报地震。地磁、地电在临震前的异常变化，亦是探索研究的课题。沿海地区还可根据验潮站对水位的记录研究强震前地壳升降运动的特征。我国历史上有许多关于震前动物异常的记载，1969 年 7 月 18 日在天津动物园工作的同志，根据动物异常的情况，曾在渤海大震前两小时，成功地预报了大震的发生，有力地证明了动物异常亦是地震预报的途径之一。但是直到现在为止，在所有的途径中，以震报震的方法仍是发展得最远的。由于以上各种途径均另有专著，这里便不叙述了。下面主要只讨论根据地震预报地震的一些方法。

采用这种方法的最大优点之一，是干扰比较小。在绝大多数的情况下，可以肯定地震仪所记录到的是地震；而其它手段则常常难于排除干扰，因而也就难于肯定有关的“异常”是否与地震的发生有因果关系。虽然每一个地震都有其特点，但地震与地震之间在成因和机制上有着广泛的相似性，它们总是相互联系的。研究地震相互联系和相互制约的整个过程的规律性，便能够根据以前的地震预报以后的地震。就目前的情况看，预报的方案是很多的。其中包括根据强震预报强震，根据弱震预报强震，根据远处的外围地震预报近处的地震以及根据近处的地震预报近处的地震等

等。这是因为先后发生的地震、相邻地区的地震、大地震和小地震是在统一的区域构造力作用下，因而它们有相互联系、相互制约的必然结果。

1. 构造地震的分类

以前人们将地震分为构造地震、火山地震和塌陷地震三类。随着对地震规律认识的加深，这样的分类已经不能满足要求了。特别是对构造地震有必要按其发生的特点作进一步的分类。

第一类 单一地震：这一种地震，其显著特点是既无前震也无余震，即或是有也很小而且很少，前震和余震的震级与主震震级相差悬殊，前震和余震的地震能量总和与主震相较，一般也小得多。如1966年秋安徽定远地震，1967年3月山东临沂地震，均未观测到前震和余震。从现在所掌握的资料来看，此类地震一般均不强烈，上述两次地震其震级 $M \cong 4.0 \sim 4.5$。

第二类 主震型：在时间和空间上密集地发生地震，其能量的释放是以某一次地震（称为主震）为主者，称为主震型。这一类地震或者没有前震、或者前震很少，亦或者前震虽多但比主震小很多。主震之后有一系列的余震，余震的持续时间短、起伏小、余震活动的范围也小。例如1967年3月27日河北河间——大城地震，主震震级 $M=6.3$，仅有的几次前震中，最大者 $M=2.5$，所有前余震能量的总和为主震的千分之几，余震分布在东西宽11公里、南北长17公里、深度24～34公里之间。

日本地震学家大森房吉是最早对余震序列进行研究的人。他根据1891年10月28日的美浓-尾张大地震的统计资料，得出了一个大震后余震发生数目随时间减少的经验公式

$$n(t) = A/(1 + kt) \tag{7-24}$$

式中 $n(t)$ 为单位时间内（小时或天计算）发生的余震数目，A、k 均为常数，随不同的地震而异。

1957年宇津德治利用日本的大量观测资料进一步将大森公式推广为

$$n(t)=k(t+c)^{-h} \tag{7-24}$$

当常数 $kc=1$、$h=1$ 时，简化为大森公式。1962 年茂木清夫阐明余震序列前后有所不同；前期、应力正在减弱，上式简化为

$$n(t)=n_1 t^{-h} \qquad 0<t<t_0 \tag{7-25}$$

对于后期则有

$$n(t)=n_2 e^{-pt} \qquad t>t_0 \tag{7-26}$$

式中 t_0 为一不大的时间，n_1、n_2、p 和 h 为常数，由所得资料决定。实际上宇津和大森的公式是很接近的。

根据巴特和宇津德治的研究，对于强烈的地震主震震级与最大余震的震级差平均为 1.2 级；但也有人指出最大余震的震级与主震的震级有关。对于很强的地震来说有的余震也是很强的，且余震震中可能更靠近人口稠密的地区，同时经过主震的破坏、建筑物已有相当损伤，因而较小的余震亦可能使建筑物发生严重损害。

宇津德治曾经研究过余震的活动面积 A、活动区的长度 D 与主震震级 M_0 的经验关系。其结果写为

$$\log A=1.02M_0-4.01 \tag{7-27}$$

$$\log D=0.51M_0-1.95 \tag{7-28}$$

二式中长度的单位为公里。自然这一结果带有很大的地区性，只能作为参考。

饭田曾经求得余震的体积 V(公里)^3 与主震震级 M_0 的经验关系为

$$\log V=1.06M_0-2.78 \qquad M_0 \doteq 6.0-8.5 \tag{7-29}$$

有关的研究表明，这个经验公式适合于我国台湾地区。

在构造地震中，多数是属于主震型的类型。掌握它的特点对现场地震趋势预报有很大的帮助，几年来的实践证明是行之有效的办法。

现场地震趋势预报实例：1967 年河间地震，震级 $M=6.3$，地震发生后，立刻根据它的前震很少，而且最大前震的震级仅 2.3

级，虽然它和类型不同的邢台地震，处于同一北北东向的构造带上，仍然判断它是主震型类型的地震，因而今后不会有大震了。结果正是如此。

第三类地震群：这一类地震的特点是其能量通过多次地震释放，最大的地震不是一次而可以多次，有时地震的强度逐渐增加，如邢台地震，自 1966 年 2 月 28 日起至 3 月 22 日，各次地震的震级由 3.6→4.6→5.3→6.8→6.8→7.2 逐步升级而达大震，以后便逐渐减弱。通常逐步升级的震级差不超过 2 级。此种地震“前震”多而且大，“余震”常成群出现，也是多而且大，整个地震活动的时间较长，起伏也比较大，“余震”活动的范围也比有关公式计算的结果要大。

表 7-3　邢台、河间地震特征对比表

项目		邢台地震群	河间主震型
前震		1965年8月前已有2级地震，8月地震达3—4级，以后频度渐增。 1966年3月1日地震，$M=4.9$。 3月6日地震，$M=5.6$。 3月8日地震，$M=6.8$。 3月22日地震，$M=6.8$。	前震只有几个，最大者为1967年3月7日震级$M=2.3$的地震。
主震		1966年3月22日地震，$M=7.2$。	1967年3月27日地震，$M=6.3$。
最大余震		1966年3月26日地震，$M=6.7$。	1967年4月5日地震，$M=4.5$。
持续时间		到1969年总结时，还不时有4级地震发生。4级地震持续三年以上。	1967年4月5日以后，不再有4级地震。持续共9天。
余震活动范围（公里）^{2}	观测值	$100\times60=6000$（公里）^{2}	$17\times11=187$（公里）^{2}
	据(7-27)式求得	2060（公里）^{2} 比观测值小	261（公里）^{2} 比观测值大
$\frac{\sum E_a+\sum E_f}{E_0}$*		0.46	0.0081

* E_0——主震能量，$\sum E_a$——余震能量总和，$\sum E_f$——前震能量总和。

要特别注意的是：某些弱震群可能是主震群的前震，或者是一些先兆震。这是有待进一步研究的，是地震预报中的一大问题。

作为主震型、地震群类型的典型地震，今举出河间地震和邢台地震。为明确起见今列表 7-3 比较其特点。

除上述三种类型的地震外，有时还观测到有其它特征的震群。它们可以是由若干单一地震、主震型、地震群组成的。可以把它们称为续发性震群。1935～1936 年以及 1971 年 8—9 月的一系列四川马边地震，便是续发性震群。对于这类地震的特点知道得还不多，有待进一步研究。

为什么地震会有这样一些类型呢？值得指出的是茂木等人的研究与上述分类方案一致。

茂木等根据不同的介质、均匀的和非均匀的介质进行实验。当介质均匀且介质内无应力集中时，主破裂前无小破裂，主破裂以后微破裂也很少。当介质不够均匀，应力有一定的局部集中时，介质发生的破裂系列类似于有前震的主震型。当介质不均匀甚至呈破碎状态、且应力高度集中时，在主破裂前后的微破裂都是很多的。实验时使用的均匀介质有玻璃、非均匀介质有花岗岩、安山岩等。

2. 强震前地震的“填满”与“填空”特征

在某些强烈地震发生之前，在其未来震中附近，先有许多较弱的地震发生，就是说地震出现“填满”的特征。图 7-7 是 1556 年关中 8 级地震前，未来地震极震区附近地震活动的情况。由图 7-7(a)可以看出，大震前 1484—1555 年的 72 年间，其附近已发生过许多地震，其中包括 1487 年临潼的 8 度地震、1501 年的朝邑 9 度地震等共 9 次等于和大于 6 度的地震，其余小震就更多了。地震密集的区域称为预震区。特别值得指出的是：大震正好发生在两个最大的预震之间，且预震区的范围与未来大震的极震区很相合。预震区外虽有一些地震，但都是无破坏的弱震、且数量较少、比较分散。图 7-7(b) 是公元 500 年至大震前预震区内破坏性地震(震

中烈度 $I_0 \geqslant 6$)的 M—T 图。由图上可以看出，预震区内公元880—1484 的六百多年间并没有发生过一次破坏性地震。突出地表明了关中大震前地震活动在时间和空间上的“填满”特征。

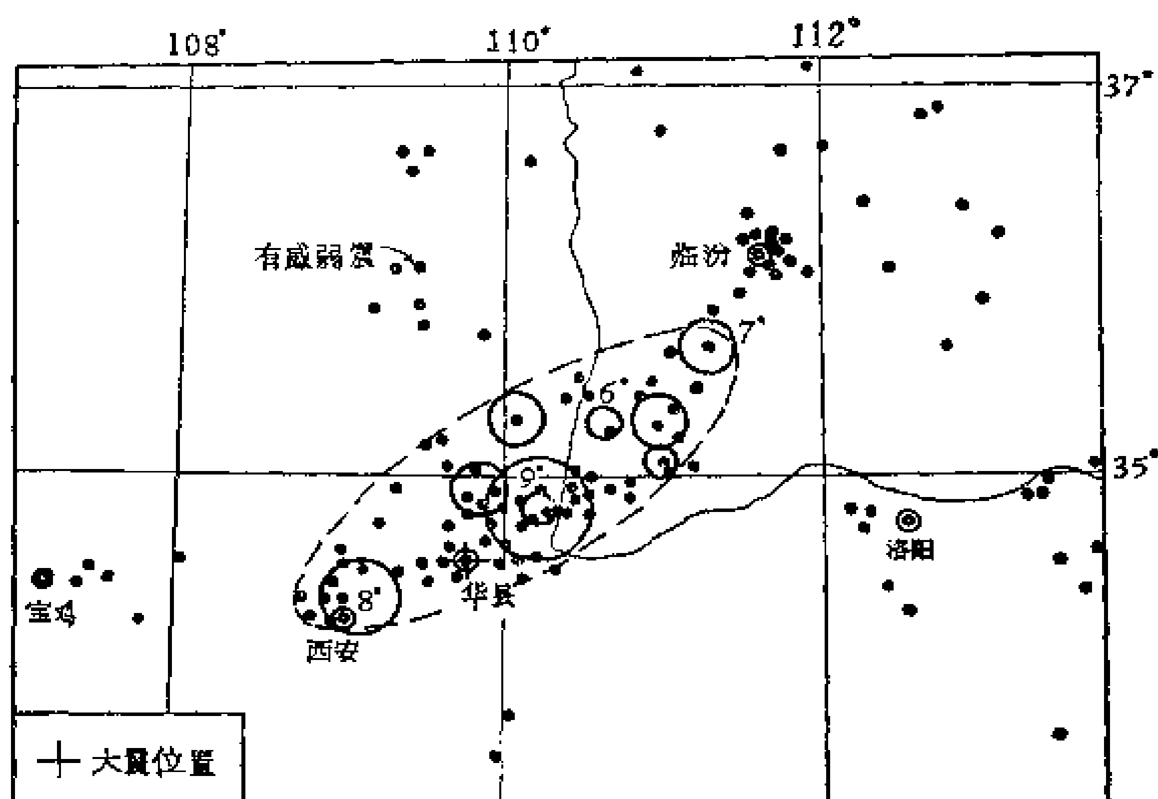


图 7-7(a)　关中大震前 72 年内(1484—1555)未来极震区附近的震中图

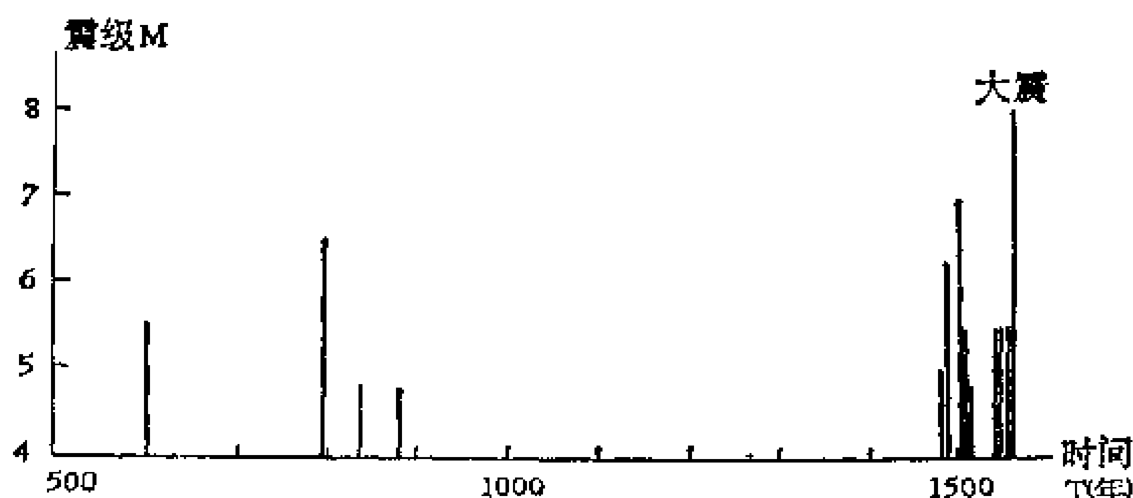


图 7-7(b)　关中地震预震区内地震 M-T 图

另外有一些强震，在其发生前若干年内，未来地震震中的附近却非常平静，而其稍远的外围区地震却很活跃，形成一个空白区。例如1695年5月18日山西临汾地震，震级7.5级。图7-8是大震前50年内的震中分布图。图中表明大量地震都分布在外围地

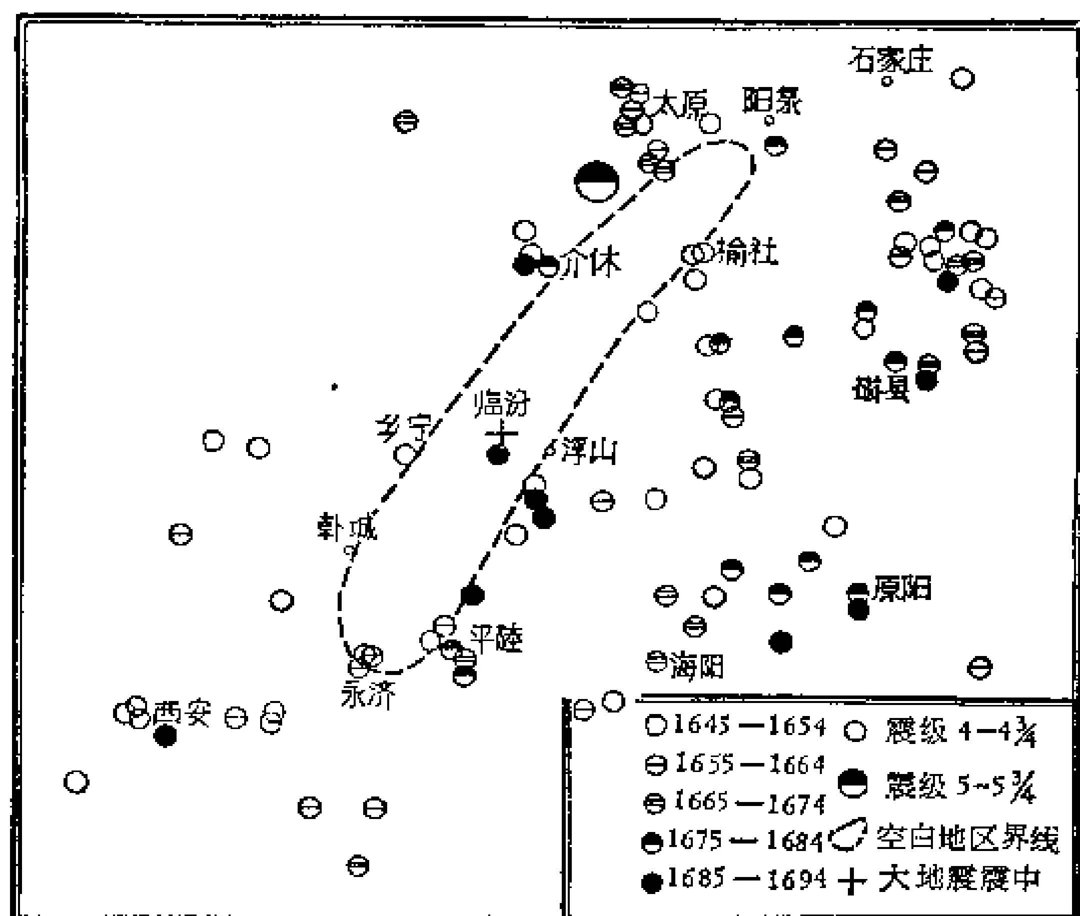


图 7-8　1695年临汾大震前50年震中分布图

区，而未来大震附近形成了一个空白区，直到1690年区内没有有感地震的记载。空白区外地震的分布不均匀，时强时弱。震前16年在徐沟发生7度地震，大震前10—20年内活动强度最高，稍减之后大震发生。震前约五年，未来大震震中地区发生了一次有感地震。大震后全区活动度陡减，震后十年一共有两次地震发生，表明大震后作为先兆性的分布状态已经消失。这类现象可称为地震的“填空”性。

无论是填满还是填空性地震，看来都有这样的特点。地震愈大，其震前地震活动异常的时间愈长，相应的范围也愈大。时间上

存在着长期平静—密集—短期平静—预震—大震的特点。如果进一步研究不同强度的地震，其震前填空与填满的特征，相应的异常范围、持续时间、预震强度等与主震震级的关系，那么对地震的中长期预报是很有价值的。

我们对填满和填空现象发生的原因，还不甚清楚。只能作些初步的解释。比如填满的情况可能是预震区的岩层比较破碎，而填空的情况则是预震区内的岩层比较完整，其受剪切应力的极限强度很高的原因。

此外，岩石样品的实验还得到了一些有意义的结果。对非均匀的花岗岩实验表明，最初弹性振动源在遭受应力的区域中是随机分布的，以后许多振动源逐渐集中在一个或几个有限区域，其它区域的振动源就减少了。在某些情况下相邻的区域能观察到明显的相互制约关系，最后在某个发生弹性振动的区域形成了大破裂。因此，大破裂前可分为两个阶段，即振动源的均匀分布阶段和集中分布阶段。

3. b 值的变化

根据古登堡的研究，地震震级 M 与其相应的次数 N 之间存在着一个经验关系，

$$\log N = a' + b(8 - M) \tag{7-30}$$

式中 a'、b 为二常数，各地不同。对于全世界的浅源地震、中源地震和深源地震分别得到

浅源地震	$a' = -0.48$	$b = 0.9$
中源地震	$a' = -1.2$	$b = 1.2$
深源地震	$a' = -1.9$	$b = 1.2$

式(7-30)可改写为

$$\log N = a - bM \tag{7-31}$$

许多研究表明，b 值在时间上和空间上都是不稳定的(苏联中南部地区除外)，似乎表明 b 值有地区特点。坪井忠二的研究指出 a、b 二常数间存在线性关系，二者并不是独立的。

通常测定 b 值是将所有一定震级范围内的地震按所划分的震级区间 ΔM 统计其数目 N，然后在 $\log N$—M 的座标系中作图或用最小二乘法确定出 b 值。1965 年宇津指出 b 值可由下式确定

$$b=\frac{n\log e}{\Sigma M-M_s} \qquad (7-32)$$

式中 n 为地震总数，ΣM 是所有地震的震级的总和，$\log e=0.4343$，若震级区间为 ΔM、最小地震震级为 M_{min}。

则 $M_s=M_{min}-\frac{\Delta M}{2}$。由(7-32)式可以看出 b 值与 M 的函数关系。(7-32)式也可写为

$$b=\frac{0.4343\,n}{\overline{M}-nM_s} \qquad \overline{M}=\frac{\Sigma M}{n} \qquad (7-33)$$

为了探索地震预报，许多人曾经研究过前震与余震的 b 值差异。

末广曾经研究 1964 年 1 月 22 日发生在日本本州北部的一次 3.3 级地震。高灵敏度的地震台记录了其前震 25 次、余震 173 次。采用记录振幅衡量地震的大小，结果求得前震的 $b=0.35$，余震的 $b=0.76$（图 7-9）。但前震的数目较少，相应 b 值的可靠程度较低。

1960 年智利发生 8.5 级大地震。据 USCGS 和 BCIS 的报告和美国高灵敏度仪器的观测结果，共得前震 53 次，其中 23 次可以测定震中；余震 186 次，60 次可以测定震中。由这些资料确定了前震的 b 值为 0.55，余震的 b 值为 1.13（图 7-10）。后来宇津的研究指出，这次地震前余震的 b 值差异的置信水平达 98%。

1967 年 6 月 21 日在阿拉斯加的菲尔坂克(Fairbank) 附近，发生震级为 $5\frac{1}{2}$—6 的地震三次，高灵敏度的地震仪记录了许多前震和余震。求得前震的 b 值为 0.4 ± 0.04，余震的 b 值为 0.9 ± 0.04。帕帕查可斯等(B. Papazachos)研究了 1926—1964 年间发生在希腊及其附近的约 50 次地震，得到前震的 b 值为 0.61，余震的 b 值为 0.85。

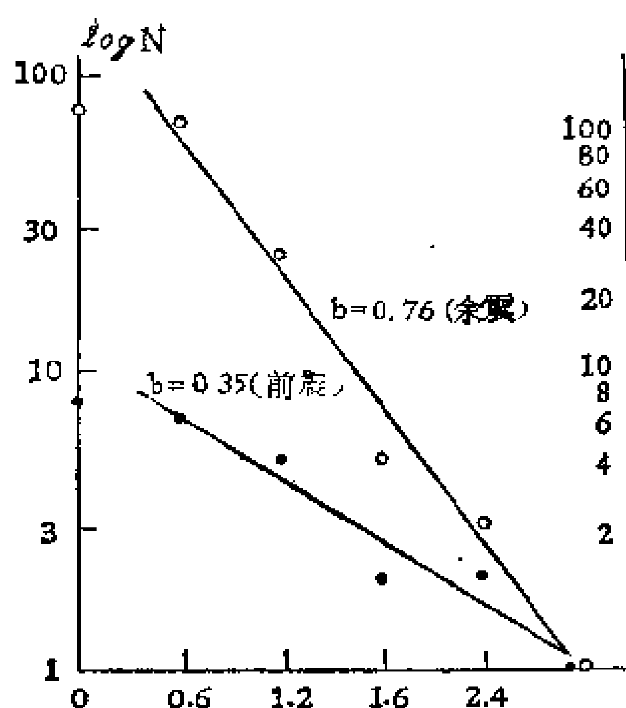


图 7-9 日本本州地震前余震的 b 值

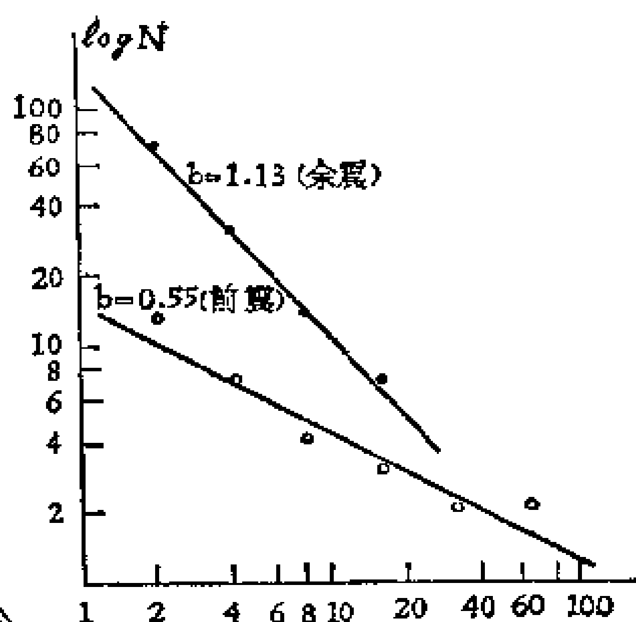


图 7-10 1960年智利大震前余震的 b 值

由上所述可以看出许多地震前，余震的 b 值差异是存在的。

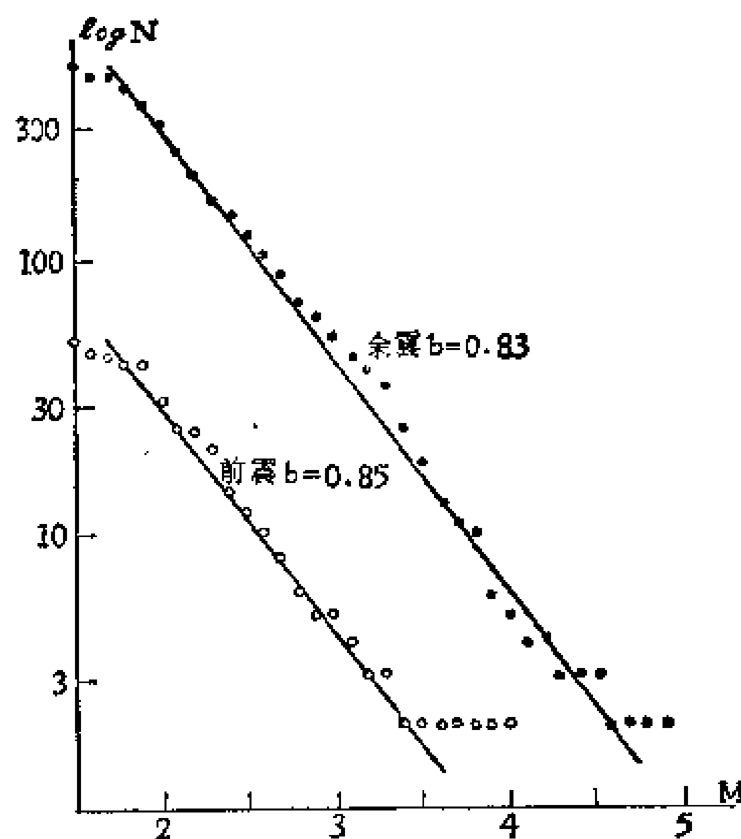


图 7-11 新西兰北岛地震前余震的b值

但并不是所有地震的前，余震的 b 值差异都很大。例如 1966 年3月 5 日新西兰北岛发生了震级为 6.2 级的浅源地震。由于在震中附近就有地震台，因而记录了许多前震和余震。自 2 月 2 日已发生第一次前震，$M=2.4$；以后继续发生地震，2 月 5 日一天便有地震15 次，其中 $M=4$的两次。随后继续活动，至 26 日后活动暂停，到 3 月 4 日地震突然增加，随即发生主震，它是序列中

的第 51 次地震。主震以后余震很多，仅 3 月 5 日就有 270 次，随后渐减．至5 月底共有余震 513 次，最大余震的震级 $M=5$。应该说前余震的资料是比较多的。结果得到前震的 b 为0.85，余震的 b 为 0.83，二者的差异是很小的。

为什么 b 值会发生变化呢？是否只与 $\overline{M}-M_s$ 有关。舒尔茨(C. M. Scholz)的实验结果是值得一提的。在围压 5000 巴的情况下进行的实验指出：当应力为破坏强度的 30～50% 时，很少破裂发生，超过 50% 时，微裂频度增加，并继续增加至大破裂的发生，至后期 b 值减小，同时相对应力亦增加。结论是：b 值的变化取决于岩石标本里的应力与最后破坏应力的百分比。

4．地震波速度的变化

当地震波通过未来强震的震源区时，其传播速度可能发生变化。它可以采用观测远地震的面波、定期人工爆破等方法进行研究。这里介绍一种根据微弱地震观测的研究方法。苏联涅尔谢索夫（И. Л. Нерсесов，1966）等在加尔姆地区就是用这种方法进行研究的。现将他们的研究方法和结果介绍如下。

对每一次地震，根据直达纵波的走时 t_p 与直达纵横波的到时差 t_{s-p} 作出和达曲线(图7-12)并求得曲线的斜率

$$\tan\alpha=\frac{t_{s-p}}{t_p}=\frac{t_s-t_p}{t_p}=\frac{t_s}{t_p}-1=K-1 \qquad (7\text{-}34)$$

式中 $K=v_p/v_s=t_s/t_p$。对强震前后其震源区附近的地都测定相应的 K 值，然后研究 K 值在空间和时间上的变化特征。

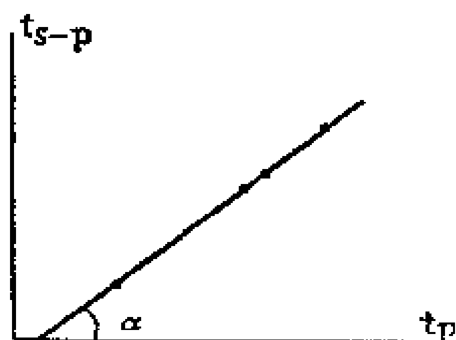


图 7-12　和达图

为了研究未来强震地区地震波速变化的范围——体积与地震能级的关系，曾经将地震按其发生的位置划分为 0—5 公里和 5—10公里的两组，以计算震源的体积；相应的震源体积的

厚度为5公里。结果求得

$$\log V = 0.4\log E - 5 \tag{7—35}$$

式中 V 为体积、单位为立方公里，能量 E 的单位为焦耳。这就是震前波速异常区的体积与地震强度的经验关系式。研究结果还指出了值得注意的两点：①纵横波速（或走时）的异常主要是在未来强震震源区内，而不像有的人说的是在从震源到地震台的路径上异常；②强震最可能发生在比值 t_s/t_p 降低的区域的边界处，而在比值没有急剧变化的地区发生强震的可能性很小。

为了研究强震前后比值 t_s/t_p 随时间变化的特征，曾经选了加尔姆南区的四个地震和北区的一个地震进行研究。选择的原则是：①震前只有小震活动，而无强震。②台网可以有效地测定前震、主震及余震的震中和深度。③前震相当多，可以满意地研究强震前比值 t_s/t_p 的变化过程。为了对比的目的，南北区的地震都选。图7-13便是这几个强震前后波速变化的进程。由此图上可以看出波速变化有几个阶段。最初比值无变化，后来逐渐降低达某一最小值，然后回升发生大震，震后较快地恢复正常。对能级 $K=13$ 的地震，在其发生前三个月比值 t_s/t_p 便开始变化。曾经求得比值 t_s/t_p 异常的时间与地震能级 K 的经验关系

$$T = 0.3K^2 - 6.2K + 33.2 \tag{7-36}$$

式中 T 以月计。此式是根据几次地震得到的结果，随着资料的增加或地区的改变，这类公式都是可能改变的。

有关岩石破坏实验的研究表明，在主破裂前弹性波的速度减小，主破裂前应变的速率亦显著增加。

5. 地震波频率的变化

在日本的松代地方和我国新疆的西克尔地区所进行的研究表明，较强地震前，微弱地震的高频成分增加或者说地震波的频率向高频方面移动。虽然波谱的成分是复杂的，但这种趋势是有的。

西克尔高频组采用多道观测，由于加入了滤波器，使仪器分成五个频带范围的选频仪器，它们的中心频率分别为8.5、16、30、

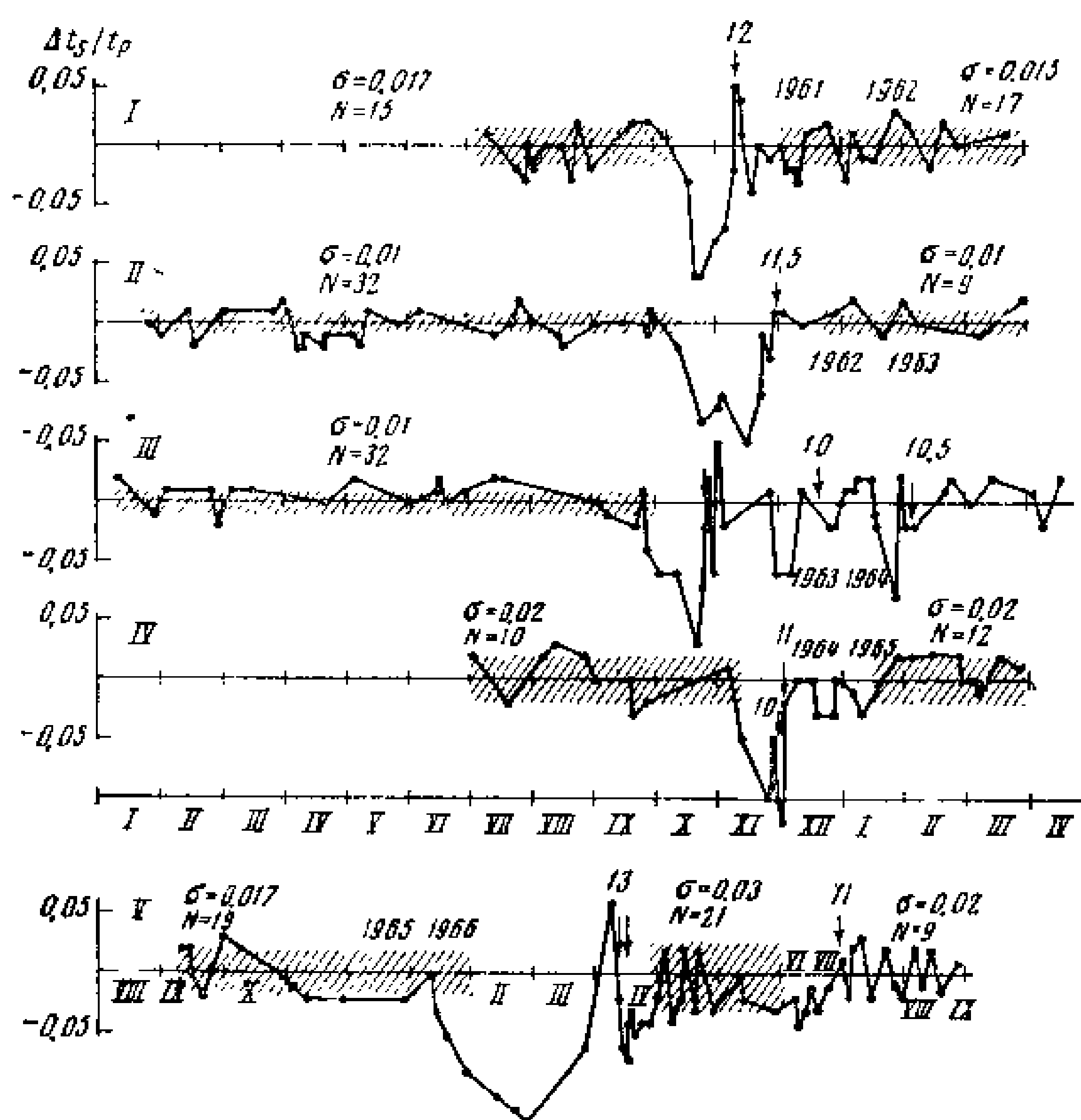


图 7-13　震源区内比值 t_s/t_p 变化的进程图

纵坐标为 t_s/t_p 的变化量，横坐标为时间、以一月为间隔，σ 为测量的标准误差，N 为影区内的地震数，箭头指出某能级地震发生的时间。

52、85周；由于在滤波器和笔头之间使用了检波器，故仪器只记录地震波的包络。

使用这种仪器对西克尔地区发生的地震进行的研究表明：在较大地震发生前，弱震记录的高频成分有增加的现象。这种现象可以作如下的解释。

野外观测和岩石破裂实验均表明，岩石破裂时地震波的优势频率 f 与破裂面的特征长度 l 成反比，而与破裂扩展速度 c 成正

比，通常 c 变化不大，故 f 主要取决于 l。

按固体破裂理论推知，固体破裂有一个临界特征长度 l_0，破裂必须超过此长度才能辐射能量，而 l_0 与引起破裂的应力平方成反比，即

$$l_0 \propto \frac{1}{\sigma^2} \tag{7-37}$$

因此，大震前高频成分的增加，可能是由于应力增高的结果。

高频成分的增加亦可能还有别的原因。例如：由于地下岩石应力的增加，而地震波的衰减减慢，从而能观测到更多的高频成分。

6. 前震的其它特征

日本人在研究一些地震时，发现主震前后所作的蠕变曲线有如图 7-14 中所示，前震的蠕变曲线 C_1 随着时间的发展，曲线并不趋于水平，表明能量还未放完，而余震的蠕变曲线 C_2 则逐渐趋于平缓，似乎表明能量已基本放完。

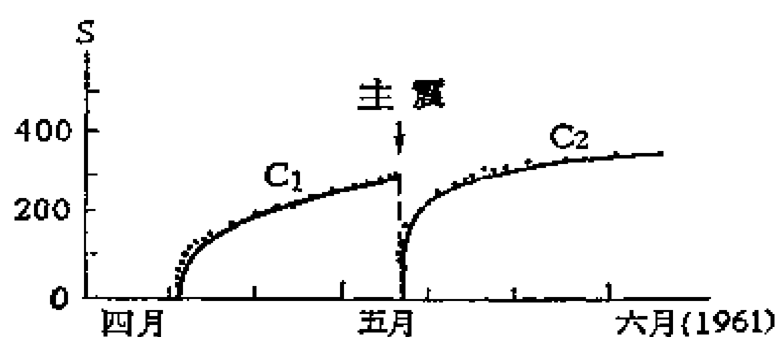


图 7-14　姬路地震的蠕变曲线

一些地震研究的结果表明：大震前弱震活动的范围有扩大的趋势，有的前震有定向扩展的趋势；此外，新丰江地震前，弱震的震源深度有加深的明显迹象。无疑，这些都是值得重视的。

7. 强震前"断层面总面积"的变化

在长期的实践中，人们找到地震频度和地震能量这两个量作为地震带或地震区的地震活动性高低的标志。由于小地震的数目通常远远多于大地震，所以地震频度实际上是由小地震所决定的。与此相反，当地震震级相差一级时，能量相差约 30 倍，故许多地震

的总能量，实际上是由为数不多的几个大地震所决定的，小地震实际上是被忽略了。为了克服这一矛盾，特定义一个介于频度和能量之间的量 $\Sigma(t)$，它既照顾到了地震频度，也照顾到了地震能量。

$$\Sigma(t)=\sum_{k}N(k)L^{k},(1\leqslant L\leqslant 10) \tag{7-38}$$

式中 $N(k)$ 为时间 t 至 $t+\Delta t$ 间隔内能级为 k 的地震数目（即地震波能量为 $10^{k-\frac{1}{2}}$ 至 $10^{k+\frac{1}{2}}$ 焦耳之间的地震数目）。显然 $L=1$ 时，$\Sigma(t)$ 仅表示地震数目，而不管地震大小；$L=10$ 时，$\Sigma(t)$ 表示地震总能量。兹取 $L=4.5$，则 $\log L=2/3$，此时上式写为

$$\Sigma(t)=\sum_{k}N(k)10^{2k/3} \tag{7-39}$$

设地震波能量 E 正比于地震能量 E_0，即 $E\propto E_0$，因能量比例于震源体积（即震源线大小的三次方），亦比例于震源断层面积 S 的3/2方，故 $E_0\propto S^{3/2}$；因此 $S\propto E^{2/3}\propto 10^{2k/3}$；即是说 $L=4.5$ 时，$\Sigma(t)$ 相当于断层面总面积。这就是 $\Sigma(t)$ 的物理意义。

基于上述考虑，曾经分析过我国境内 15 条地震带上 23 个强震之前"断层面总面积"随时间的变化。为方便起见，曾将(7-38)式写为

$$\Sigma(t)=\sum_{k=k_0}^{K-1}N(k)L^{k-k_0}\qquad(L=4.5) \tag{7-40}$$

式中 $k_0=11$，是进行统计的地震的下限，K 是所研究的那个强震的能级。图 7-15、图 7-16 是滇东地震带、西藏中部地震带上 $\Sigma(t)$ 随时间变化的曲线。

结果表明：除横断山地震带 1950 年 2 月 3 日的两个地震和塔里木南缘地震带 1924 年 7 月的两个地震外，在每个强震来临之前若干年 $\Sigma(t)$ 曲线均有一个显著的"峰"出现。它表明，在强震来临之前，地震带上的地震活动性显著增高。"峰"的出现意味着地震带上孕育着一个强震。对于横断山地震带 1950 年 2 月 3 日的两个地震和塔里木南缘地震带 1924 年 7 月的两个地震，$\Sigma(t)$ 曲

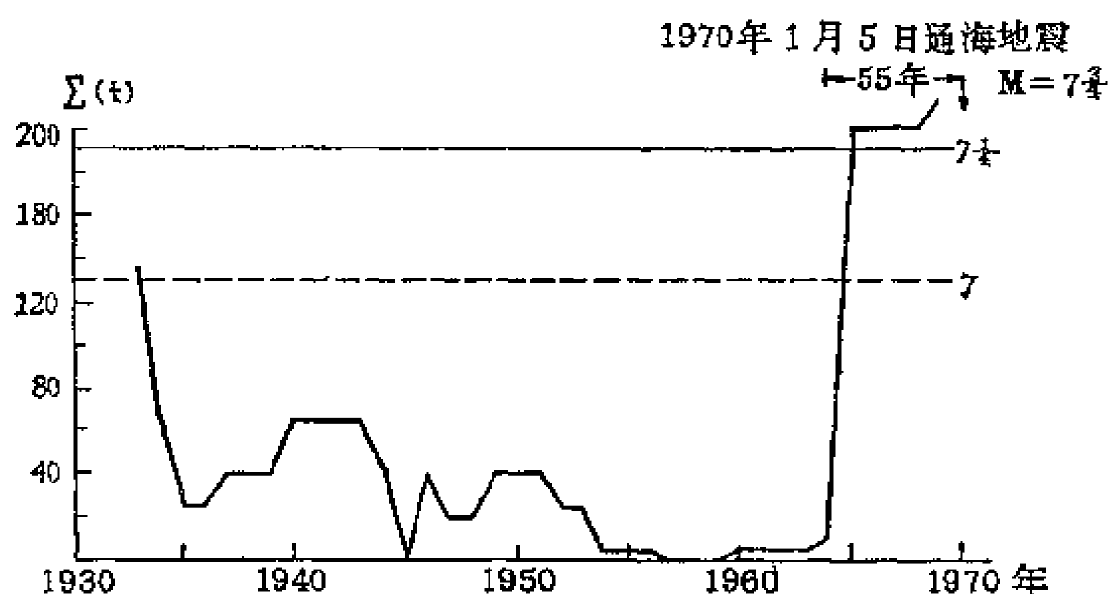


图 7-15 滇东地震带"断层面总面积"-时间关系曲线

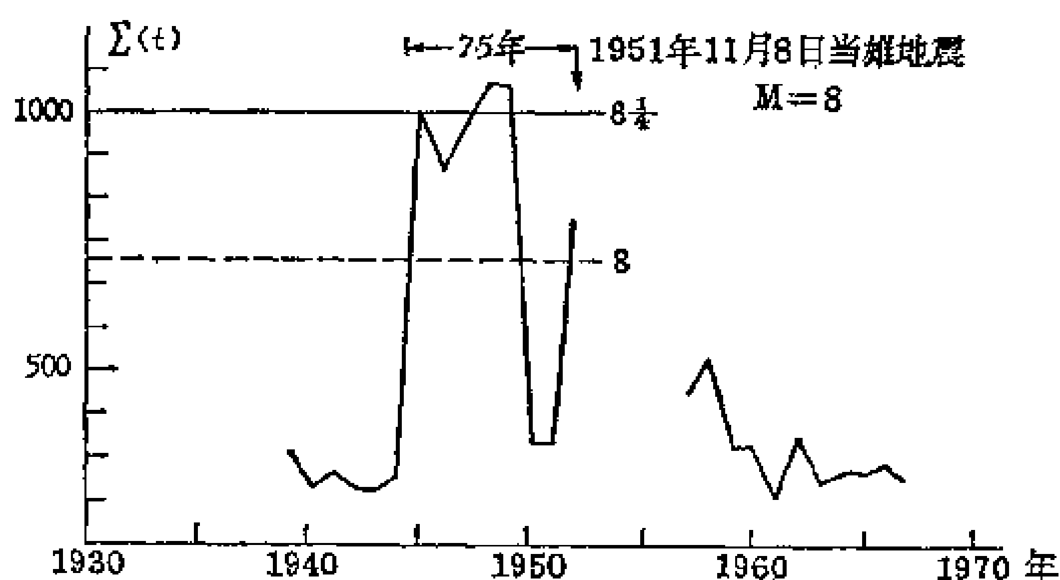


图 7-16 西藏中部地震带"断层面总面积"-时间关系曲线

线也各有一个显著的"峰"出现，所不同的是这个"峰"所对应的是连续出现的两个大小相近的地震。

$\Sigma(t)$ 曲线"峰"的出现和发生强震间的对应关系是明显的。但在 15 条地震带中亦有两个例外的情况。一个是 1718 年 6 月19 日通渭南地震($M=7\frac{1}{2}$)前没有明显的"峰"出现。一个是燕山地震带 1719 年至 1725 年间有一明显的"峰"，但却没有相应的强震发生。有"峰"无震与有震无"峰"的情况虽占少数，但仍有进一步

研究的必要。

据已研究的地震，峰 $\Sigma(t)$的对数和地震震级 M 间存在着经验关系

$$\lg \Sigma(t)_{峰} = 0.724M - 2.74 \qquad (7-41)$$

设 $\Sigma(t)$ 在"峰"前等于"峰"的一半时到强震发生时间之间的时间间隔称为强震孕育时间 $\Delta\tau$，用最小二乘法求得 $\log\Delta\tau$ 与孕育的强震震级 M 之间的经验关系为

$$\lg \Delta\tau = 0.489M - 2.58 \qquad (7-42)$$

显然，上述经验关系是很粗略的，特别是(7-42)式，但从定性上来说是有一定意义的(图 7-17、图7-18)。

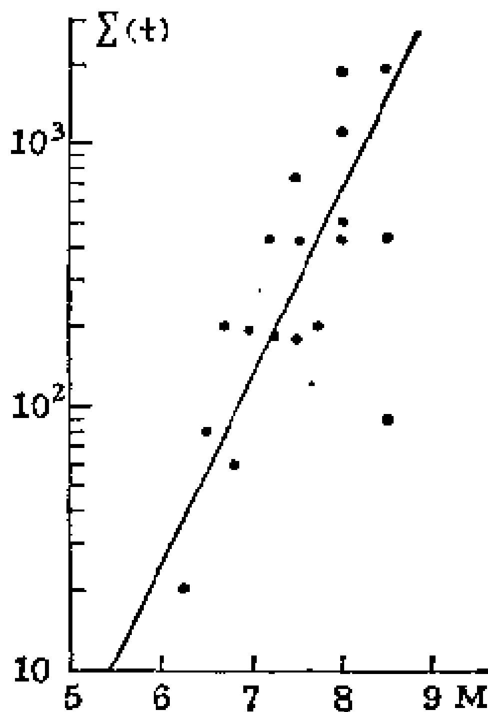


图 7-17　$\Sigma(t)_{峰}$-M 曲线

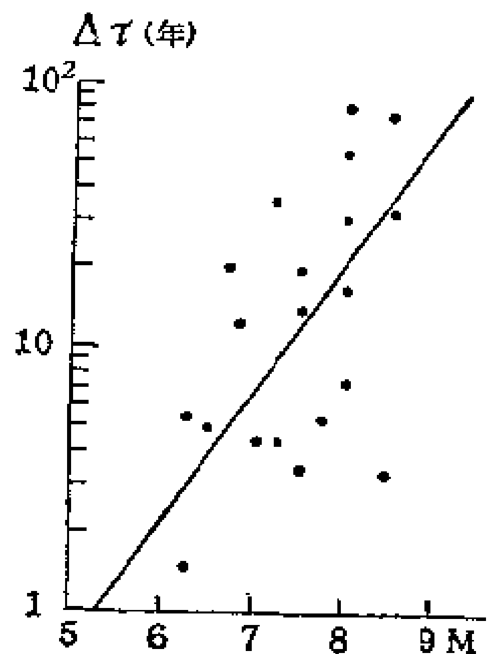


图 7-18　孕震时间 $\Delta\tau$-M 曲线

8. 运用极值分布理论预报地震

极值分布理论是数理统计学中的重要课题之一。它在气象、航行、人文、特别是水文学的洪水预报问题上是常用的。目前我们也用它来预报地震。

极值分布是指 n 个观测值 $\xi_1, \xi_2, \xi_3, \cdots\cdots, \xi_n$ 中的极大值

$$\zeta_n = \max(\xi_1, \xi_2, \xi_3, \cdots\cdots, \xi_n)$$

或极小值

$$\zeta_1 = \min(\xi_1, \xi_2, \xi_3, \cdots\cdots, \xi_n)$$

的概率分布。在这里，我们主要是应用极大值的概率分布预报地震。极大地震是指某一地震带内在一定时间间隔(比如说一年)内所发生的最大地震。

设 ξ_1，ξ_2，……，ξ_n 是对于同一总体的 n 个独立随机观测值，因而它们是具有同一概率分布的随机变量。相对于随机变量 ζ_n 或 ζ_1 随机变量 ξ 叫做原始随机变量，ξ 的分布叫做原始分布。设其原始分布函数为

$$P\{\xi_i < x\} = F(x), \qquad i = 1, 2, \cdots\cdots, n$$

由于事件 $\zeta_n < x$ 的实现，是在事件 $\xi_1 < x$，$\xi_2 < x$，……，$\xi_n < x$ 同时实现的基础上实现的，而这 n 个事件又是相互独立的，故根据概率论的乘法定理有

$$\begin{aligned} P\{\zeta_n < x\} &= P\{\xi_1 < x; \ \xi_2 < x; \cdots; \ \xi_n < x\} \\ &= F^n_{(x)} \end{aligned} \tag{7-43}$$

同理，对于极小值有

$$\begin{aligned} P\{\zeta_1 \geqslant x\} &= P\{\xi_1 \geqslant x; \ \xi_2 \geqslant x; \cdots; \ \xi_n \geqslant x\} \\ &= [1 - F(x)]^n \end{aligned}$$

因而

$$P\{\zeta_1 < x\} = 1 - [1 - F(x)]^n$$

极值的分布函数依赖于原始分布函数，并可从后者导出。然而，下面我们将看到，当 $n \to \infty$ 时极值的渐近分布，则并不需要对原始分布作过多过细的规定，只要区别原始分布的所属类型，就能确定极值的渐近分布。

以下只考虑第一型，即指数型渐近分布。我们将着重说明极大值的分布。考虑右端为无限的随机变量。若分布函数 $F(x)$ 随着 x 的无限增大而至少以指数函数的速度趋于 1，则称 $F(x)$ 属于指数型。例如指数分布、常态分布、x^2 分布、皮尔逊Ⅲ型分布，都属于指数型分布。

若 $F(x)$为指数型，则当 x 很大时，概率密度 $f(x)=F'(x)$将变得很小；同时大于 x 的概率也变得很小。若随机变量右端无限，则 $f'(x)$ 也随着 x 的增大而收敛于零。设从某个大数 x 开始，可相继地使用罗比达法则，即有

$$\frac{f(x)}{1-F(x)} \doteq -\frac{f'(x)}{f(x)} \doteq -\frac{f''(x)}{f'(x)} \doteq \cdots\cdots$$

$$\doteq -\frac{f^{(K-1)}(x)}{f^{(K-2)}(x)} \doteq \cdots \tag{7-44}$$

现定义u_n为满足

$$F(u_n)=1-\frac{1}{n} \tag{7-45}$$

的值。将$F(x)$在$x=u_n$附近展开为泰勒级数：

$$F(x)=F(u_n)+f(u_n)(x-u_n)+f'(u_n)\frac{(x-u_n)^2}{2!}$$

$$+f''(u_n)\frac{(x-u_n)^3}{3!}+\cdots+f^{(K-1)}(u_n)\frac{(x-u_n)^K}{K!}+\cdots$$

令$\alpha_n=nf(u_n)>0$，因而

$$f(u_n)=\frac{\alpha_n}{n}$$

并且当n很大时，由(7-44)(7-45)有

$$f'(u_n)\doteq -\frac{\alpha_n^2}{n},$$

$$f''(u_n)\doteq\frac{\alpha_n^3}{n},$$

$$\cdots\cdots\cdots\cdots,$$

$$f^{(K-1)}(u_n)=(-1)^{K-1}\frac{\alpha_n^K}{n}$$

于是

$$F(x)=1-\frac{1}{n}\left[1-\alpha_n(x-u_n)+\frac{\alpha_n^2(x-u_n)^2}{2!}-\cdots\right.$$

$$+(-1)^K\frac{\alpha_n^K(x-u_n)^K}{K!}+\cdots]$$

$$=1-\frac{1}{n}e^{-\alpha_n(x-u_n)}$$

令$y=\alpha_n(x-u_n)$，由(7-43)我们得到极大值ξ_n的渐近分布函数：

$$\varphi(x)=\lim F^n(x)$$

$$\lim_{n\to\infty}(1-\frac{1}{n}e^{-y})^n=e^{-e^{-y}}$$

对于一定的观测次数n，可略去n不写，于是极大值的渐近分布函数可写为

$$\varphi(x)=e^{-e^{-y}}, \ y=\alpha(x-u), \ -\infty<y<+\infty, \quad (7\text{-}46)$$

$\alpha>0$ 和 u 是分布的两个参数。(7-46)通常作为水文学中洪水分布的理论曲线。目前我们将它用于地震预报上。其方法如下：

从历史地震资料中找出逐年的极大地震，设极大地震共有N个(即研究连续N年的历史地震，每年极大地震的分布)，按震级大小次序排列成：

$$x_1\leqslant x_2\leqslant x_3\leqslant\cdots\leqslant x_m\leqslant\cdots\leqslant x_n$$

对x_m做分布函数$\varphi(x_m)$变换对应于x_m的经验频率$\varphi(x_m)$平均地有

$$\varphi(x_m)=\frac{m}{N+1}, \ m=1,2,\cdots,N,$$

代入(7-46)式，可求得相应于x_m的y_m：

$$y_m=-\ln(-\ln\frac{m}{N+1}), \ m=1,2,\cdots,N,$$

由一系列的(x_m,y_m)，用最小二乘法，可以确定出直线方程$x=y/\alpha+u$的两个参数$1/\alpha$和u，从而也就确定了极大地震的分布函数。这样就可以估算今后D年内最大的地震的大小。首先由(7-46)式计算$N+D$年一遇的极大地震的震级，拿它与历史上N年内已经发生过的实际资料相比较，如果计算出来的$N+D$年一遇的极大地震的震级大于历年的极大地震，这就说明按理论所计算的$N+D$年一遇的极大地震，在$N+D$年的前N年中一直没有

发生，因而在今后的 D 年中很可能发生。反之，如果计算出来的 $N+D$ 年一遇的极大地震的震级小于、等于历年的极大地震，这说明计算出的 $N+D$ 年的极大地震，在前 N 年里已经发生，因而今后的 D 年中，再发生大于、等于这么大的地震的可能性不大。

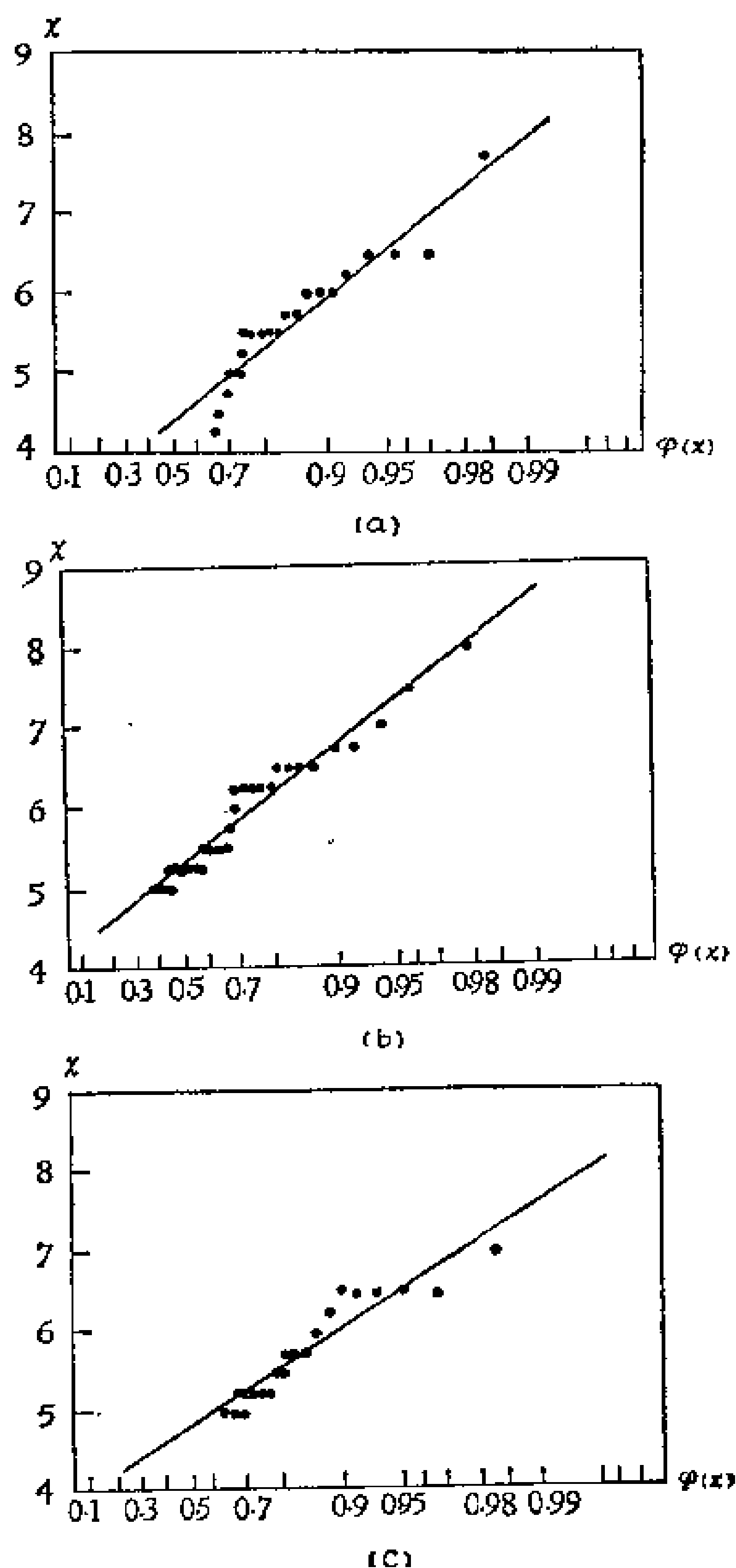


图 7-19

根据上述方法曾研究了我国17条地震带上极大地震的分布规律。它们是：天山北缘地震带，雅鲁藏布江地震带，塔里木南缘地震带，西藏中部地震带，银川-中卫地震带，西海固地震带，西秦岭地震带，武都-马边地震带，安宁河地震带，滇东、西地震带，山西地震带，燕山地震带，信阳-南京地震带，东南沿海地震带，台湾西部地震带，台湾东部地震带，为了兼顾 4.5—6 级范围内的地震有比较

可信而足够的资料，所使用的资料多是从十九世纪末、二十世纪初开始，一般统计年数 N 约为 60 年。

在图 7-19a—图7-19c 中绘出了滇东、西藏中部及雅鲁藏布江三条地震带上极大地震的分布规律。图中纵坐标为极大地震的震级x，横坐标 y 为极大地震分布函数 $\varphi(x)$ 的重自然对数

$$y=-\ln[-\ln\varphi(x)],$$

横坐标上的数字是 $\varphi(x)$ 的数值。根据实际资料得到的结果，在图中用黑点表示。结果表明 x、y 间的线性关系很明显，即公式(7-46)所表示的分布函数可以相当好地反映极大地震的分布规律。根据观测资料，用最小二乘法确定了上述三地震带极大地震分布函数的两个参数、即 $1/\alpha$ 和 u，结果见下表。

表 7-4

地震带名称	资料年份	N	$1/\alpha$	u	$M_{计算}$	$M_{最大}$	δM
滇　　东	1909—1970	62	0.862	4.05	7.7	7.8	-0.1
西藏中部	1921—1969	49	0.800	5.00	8.1	8.0	+0.1
雅鲁藏布江	1913—1939	57	0.676	4.57	7.4	7.0	+0.4

确定了各地震带的分布函数之后，就可以估算今后 D 年内最大的极大地震的震级；表 7 中列出了 $N+D(D=5)$ 年一遇的极大地震震级 $M_{计算}$ 和 N 年内已发生的最大地震震级 $M_{最大}$，以及二者之差δM。考虑到通常震级的间隔为 1/4 级，故滇东和西藏中部地震带，极大地震的计算值和观测值实际上相等，这表明今后 5 年内要发生比 $M_{最大}$ 还要大的地震的可能性很小。但雅鲁藏布江地震带的 $\delta M=0.4$，意味着 1970—1974 年间可能发生 7.4 级左右的地震。

毛主席教导我们：**“认识从实践始，经过实践得到了理论的认识，还须再回到实践去。”** 我们对地震发生的概率性规律的认识是否合乎客观实际，只有经过实践才能得到检验。上述工作亦还存在许多问题。比如，当极大地震的计算值大于实际上已发生的最大地震震级时，我们能够估算该地震带上未来 D 年内最大地

震的震级。反过来时，只能肯定未来最大地震的震级大于、等于已发生过的最大地震的可能性不大，而无法预测其大小。此外，在多数情况下分布函数可以相当好地反映极大地震的分布规律，而有时就比较差。且观测时间究竟需要多长？外推多少年才比较合理？都是尚待改进的问题。

第三节　地震的触发因素

伟大领袖毛主席教导我们说：**“唯物辩证法认为外因是变化的条件，内因是变化的根据，外因通过内因而起作用。”**我们常说地震与月相、固体潮、海潮、气压、暴雨等有关，这些都说的是外因。这些外因之所以能够起作用，首先是因为发生地震的那些地方地下岩层的物理力学性质、构造力的强度和方向、地震能量积累的程度等内因所决定。如果没有这些根据，外因是不能起作用的，但当内因的根据已经具备时，外因的作用就很重要了。

在研究核爆炸的初期，有人认为地震常常伴随有许多余震，而地下核爆炸不应有余震，并企图以这一标志为根据，以便由地震图的分析中区别地震与地下核爆炸，从而能够从大量的地震资料中识别地下核爆炸。然而，地下核爆炸的观测表明，地下核爆炸也有许多余震。这样一来，按余震标志识别地下核爆炸的企图便宣告失败。但从另一方面讲，却使我们认识到地下核爆炸是可以引起地震的。

北京西山某煤矿的塌陷情况，亦给了我们一些启示。煤矿由于采矿的原因使地下形成了一些空区，由于大规模空区的存在，促使矿内常常发生塌陷；这是煤矿塌陷的内因。然而许多次塌陷都是发生在矿下放炮后的几分钟内，不能不使我们想到放炮起了触发的作用。特别是1959年8月3日和1959年12月29日两次该矿最大的两次塌陷，都是在井下放炮后随即发生的。前一次塌陷的震级 $M_L=3.8$，后一次 $M_L=3.9$。而每一次放炮的炸药量总计不过几公斤，却触发了较大的塌陷。这使我们联想到，对于地震来

说，触发作用也是值得研究的。

世界上有许多大型水库。人们发现，一些水库地区在蓄水的过程中发生许多地震，有关的研究指出，地震的发生与蓄水的过程密切相关。

美国米德湖地区，在蓄水前的15年内该地并无地震，1935年水库开始蓄水，到1936年9月水深达100米时，开始发生一些地震，以后陆续发生地震，直到发生震级为5的大震。

赞比亚西沙峡谷水库是一个蓄水量达1750亿吨的大水库。1960年5月开始蓄水，1962年3月地震有所增加，至1963年9月地震活动达最高潮，相继发生了9月23日06时的5.7级地震、09时的6.1级地震、15时的5.6级地震、22时的5.8级地震、24日09时的5.5级地震及25日07时的6级地震等。以后地震活动性逐渐减弱。

法国蒙第纳水库是一个稍小的水库。1962年5月开始蓄水，至1963年4月15日满库时，蓄水量仅达2.7亿吨。但满库后随即在同年4月25日发生5级地震。

希腊克利玛斯塔水库附近，在水库蓄水以前该地便有地震。1965年7月21日开始蓄水，1966年1月发生有感地震，小震发生的频度按指数曲线上升，1966年2月水满库，共蓄水47亿吨。同年2月5日发生6.2级的地震。

印度柯艾纳水库1962年开始蓄水，当蓄水到8.5亿吨时开始发生有感地震，1964年满库蓄水量约20亿吨，直到1967年12月10日还发生6.4级的地震。这是水库地震中最大的地震了。

我国广东某水库，在蓄水前该地区地震比较少。1959年10月截流蓄水后，地震突然增加，1962年3月19日发生6.1级地震，同年6月17日库满，共蓄水101亿吨。自1960年10月建立地震台进行观测起至1964年年底共记录大小地震18万4千多次，可以想见地震是很多的，大震发生后地震活动逐渐减弱。毫无疑问，蓄水对于地震起了重要的作用。

与水库地震类似，往地下注水或者从地下抽水出来时，也会发

生一些地震。可见水与地震的关系是很密切的。

月亮、太阳对地球的吸引力，也有可能触发地震。这种引力作用，表现为气体潮、海潮和大地的固体潮，对地球上的一切地方这种力均表现为体积力，即作用于体积之中而不是作用于表面之上。引力对于断层上下盘虽然同样起作用，但是它们的反应是不一样的。由于下盘紧紧地与地球粘附着，而上盘为一楔形体比较容易运动，所以我们主要考虑引力对上盘的作用（图7-20）。当作用在上盘上的构造力与引力的方向相同时，地震将提前发生，作用在上盘上的构造力与引力的方向相反时，地震将推迟发生。

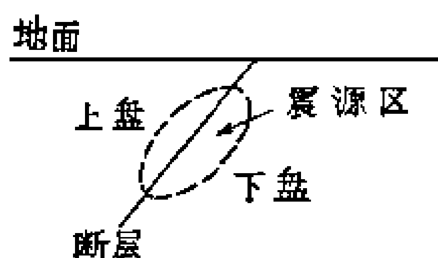


图 7-20

有时，人们研究月相与地震的关系，即研究朔、望、上弦、下弦与地震的关系，实质上也是研究固体潮的作用，但使用朔望比较方便简单一些。下面是几个例子。

1966年2月5日云南东川地震，恰好发生在望日，而月望的时间与地震发生的时间差还不到一小时。1966年邢台地震符合的情况要差些。为明确计兹列表如下：

表7-5　月相与地震

地震名称	地震时间	月相及时间		震源深度
	年 月日　时 分	月相	月日　时 分	（公里）
东川地震	1966、2、5，　23-12	望	2.5、　23-58	8
邢台地震	1966、3、8，　05-29	望	3.7、　09-46	（大约20）
邢台地震	1966、3、22，16-19	下弦	3.25、09-37	
邢台地震	1966、3、26，23-18	下弦	3.25、09-37	
河间地震	1967、3、27，16-58	望	3.26	30

到目前止，已有许多人对月相与地震的关系进行过统计，有的结果认为地震与月相有关，有的则认为无关。现在还没有一个比较公认的结论。

在我国历史上有许多关于震前天气现象异常的记载。或记载

久雨天晴后发生地震，或记载大旱后天雨地震或久涝后地震都是有的。国外也有过暴雨后地震活动性增强的报导。天气变化与地震的触发关系，可能与大气压力的作用有关。但总的说来，都还停留在感性认识的阶段，还没有总结出肯定的规律性。

最后，要特别指出：地震预报是一个还没有解决的问题。确切地说，还正处于解决的过程中，本书中提到的一些方法都还远不是完善而成熟的。总起来说，在地震预报的问题上，中长期地震预报主要使用地质、测量及历史资料和地震统计的办法，短期预报主要是依据前兆现象的观测和地震图的研究。触发因素的考虑对于短期预报是有一定帮助的。

参 考 文 献

《后汉书选》"张衡传"。
刘仙洲编 中国机械工程发明史。
傅承义 地壳物理讲义 1964年。
傅承义 大陆漂移、海底扩张和板块构造 科学出版社 1972年。
Е.Ф.萨瓦连斯基 Д.П.基尔诺斯合著 地震学与测震学 地质出版社 1958年。
李善邦 中国地震区域划分图及其说明 地球物理学报 6卷2期(1957)
李善邦 地震烈度表的运用问题 地球物理学报 3卷1期(1954)
谢毓寿 新的中国地震烈度表 地球物理学报 6卷1期(1957)
刘正荣 用宏观方法测定震源深度的量版 地球物理学报 10卷2期(1961)
陈达生 关于地面运动最大加速度与加速度反应谱的若干资料 地震工程研究报告集，第二集(1965)
林少宫 基础概率与数理统计 人民教育出版社 1963年
尹赞勋 中国近期火山 地质论评 卷2(1937)
张文堂 北满之近期火山 科学通报 3卷3期(1952)

Исследование механизма землетрясений. Труды Геофи. ин-та АН СССР, №40(166), 1957.
Шебалин Н.В., Соотношение между балльностью и интенсивностью землетрясений в зависимости от Глубины очага. Бюлл. Совета по Сейсмологии, №6. 1957.
Шебалин Н.В., Определение Глубины очага по Макросейсмическим данным с учетом влияния слоя пониженной скорости. Вопр. инж. Сейсмол., вып. 2. Труды ин-та физики земли АН СССР, №5, 1959.
Соловьев С.Л., Шебалин Н.В. Определение интенсивности землетрясений по Смещению почвы в поверхностных. изв. АН СССР, серия геофиз., №7, 1957.
Медведев С.В., Инженерная Сейсмология, М., Стройиздат, 1962.
Экспериментальная Сейсмология, Издательство «Наука», Москва. 1971.
Davison C. Scales of Seismic intensity:Supplementary paper. Bull. Seismol. Soc. America, 23. 1933.
Gutenberg B., Richter C. On Seismic wave. Garlands Beitr. Geophys., 43. 1934; 45. 1935.
Gutenberg B., Magnitude determination for deepfocus earthquakes. Bull. Seismol. Soc. America, 35, N3, 1945a.
Gutenberg B., Amplitudes of surface warves and magnitudes of shallow earthquakes. Bull. Seismol. Soc. America, 35, N3, 1945b.
Gutenberg B., Amplitudes of P, PP and S, and magnitudes of shallow earthquakes. Bull. Seismol. Soc. America, 35, N2, 1945c.

Benioff H.. Earthquakes and rock croop. Bull. Seismol. Soc. Am. 41, No. 1, 1951.

Benioff H., Crustal strain characteristics derived from earthquake Sequences, Trans. Amer. Geoph. Union, 32. No. 4, 1951.

Gutenberg B., Richter C. Magnitude and energy of earthquakes. Ann. Geofis., 9, N1, 1956.

Utsu T., A statistical significance test of the difference in b value between two earthquake Groups, Journal of Physics of the Earth, No. 2, 1966.